



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-14653-TDI/1211**

**INTEGRAÇÃO DE DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO  
(SRTM E RADARSAT-1), GEOLOGIA, GRAVIMETRIA E  
MAGNETOMETRIA PARA ESTUDO MORFOESTRUTURAL DA  
ÁREA DO RIO UATUMÃ, BACIA DO AMAZONAS**

Delano Menecucci Ibanez

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,  
orientada pelos Drs. Raimundo Almeida Filho e Fernando Pellon de Miranda, aprovada  
em 3 de outubro de 2006.

INPE  
São José dos Campos  
2007

Publicado por:

**esta página é responsabilidade do SID**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

Gabinete do Diretor – (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 – CEP 12.245-970

São José dos Campos – SP – Brasil

Tel.: (012) 3945-6911

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: [pubtc@sid.inpe.br](mailto:pubtc@sid.inpe.br)

**Solicita-se intercâmbio  
We ask for exchange**

**Publicação Externa – É permitida sua reprodução para interessados.**



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-14653-TDI/1211**

**INTEGRAÇÃO DE DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO  
(SRTM E RADARSAT-1), GEOLOGIA, GRAVIMETRIA E  
MAGNETOMETRIA PARA ESTUDO MORFOESTRUTURAL DA  
ÁREA DO RIO UATUMÃ, BACIA DO AMAZONAS**

Delano Menecucci Ibanez

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,  
orientada pelos Drs. Raimundo Almeida Filho e Fernando Pellon de Miranda, aprovada  
em 3 de outubro de 2006.

INPE  
São José dos Campos  
2007

528.711.7 (811)

Ibanez, D. M.

Integração de dados de sensoriamento remoto (STRM e RADARSAT-1), geologia, gravimetria e magnetometria para estudo morfoestrutural da área do rio Uatumã, bacia do Amazonas / Delano Menecucci Ibanez. – São José dos Campos: INPE, 2006.

164p. ; (INPE-14653-TDI/1211)

1.Dados SRTM. 2.Análise morfoestrutural. 3.Bacia do Amazonas. 4.Exploração de hidrocarbonetos. I.Título.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de **Mestre** em  
**Sensoriamento Remoto**

Dr. Lênio Soares Galvão

  
\_\_\_\_\_  
Presidente / INPE / SJCampos - SP


Dr. Raimundo Almeida Filho

  
\_\_\_\_\_  
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Fernando Pellon de Miranda

  
\_\_\_\_\_  
Orientador(a) / Petrobrás / Rio de Janeiro - RJ

Dra. Dilce de Fátima Rossetti

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Ricardo Perez Bedregal

  
\_\_\_\_\_  
Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Aluno (a): **Delano Menecucci Ibanez**

São José dos Campos, 03 de outubro de 2006



*“Novas regiões, novos mundos, essas idéias depois de tantas cabriolas, constituíram-se em idéia fixa. Não sabia se meu barco chocar-se-ia com as rochas, nem sabia, o que é ainda pior, se haveria de encalhar em algum banco de areia. Porém, o que eu sabia com toda certeza é que esse barco não reduziria sua marcha enquanto restasse uma só gota de sangue nas minhas veias. (...)”*

SÉRGIO AUGUSTO QUEIROZ NORTE





*A meus pais,*  
*ELAR IBANEZ e*  
*AURORA MENEUCCI IBANEZ.*



## **AGRADECIMENTOS**

A meus orientadores, Prof. Dr. Raimundo Almeida e Dr. Fernando Pellon de Miranda, pelos conhecimentos passados e pela orientação e apoio na realização deste trabalho.

Aos professores do INPE, pelo conhecimento transmitido.

À Fundação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pelo auxílio financeiro de dois anos de bolsa de mestrado e pelas viagens a congressos nacionais.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, pela oportunidade de estudos e utilização de suas instalações.

Ao Laboratório de Tratamento de Imagens Digitais – LTID, pela oportunidade de estudos e utilização de suas instalações.

Ao Professor Francisco José Fonseca Ferreira da Universidade Federal do Paraná, pelo auxílio no processamento dos dados gravimétricos.

Agradeço ao Centro Brasileiro de Recursos RADARSAT (CBRR/COPPE/UFRJ), especialmente a Carlos Henrique Beisl, pelas sugestões, viabilização e apoio a esta dissertação.

Aos pesquisadores Márcio de Morisson Valeriano e Ícaro Vitorello, pelo apoio e discussão dos dados desta dissertação.

Aos funcionários do INPE envolvidos direta ou indiretamente neste trabalho, especialmente Etel.

À minha irmã Marilyn Menecucci Ibanez, pelo apoio e incentivo.

Aos amigos Raul, Denis, Tiago e Eduardo Araújo, pela ajuda e suporte.

Agradeço o apoio dos amigos de vários momentos, Camila Anjos, Marcos, Michelle, Taise, Marcus, Pablo, Eduardo Arraut, Samuel, Marcos Aurélio, Conrado, Vantier, Natália, Stefani, Esrom, Anderson, Maurício, em especial aos colegas da turma de sensoriamento remoto de 2004, pelos vários momentos de alegrias e descontrações.

A meus pais, por sempre acreditarem na importância do estudo.



## **RESUMO**

Realizou-se neste estudo a análise de padrões de drenagem extraídos automaticamente de dados SRTM na região do Rio Uatumã, bacia sedimentar do Amazonas. Informações desse novo tipo de produto gerado por Radar Interferométrico foram combinadas com dados geológicos, gravimétricos e magnetométricos. A comparação de lineamentos fotogeológicos, interpretados a partir dos dados SRTM, com dados prévios possibilitou correlacioná-los com sistemas de falhas presentes na bacia sedimentar. A interpretação da rede de drenagem permitiu identificar os padrões treliça, pinado, contorcido, anelar e angular. Algumas feições características desses padrões, como a forte assimetria das sub-bacias dos rios Preto da Eva e Urubu, foram relacionadas à movimentação de blocos. Trinta e duas anomalias de drenagem foram identificadas. Desse total, vinte e sete foram interpretadas como domos estruturais, quatro como blocos basculados e uma como domo falhado. O maior número de anomalias (15) foi identificado na parte sudeste da área, sendo quatro delas próximas a uma estrutura previamente mapeada por sísmica no topo da Formação Itaituba, onde a Petrobras descobriu gás. Os resultados obtidos mostram que a análise morfoestrutural é uma ferramenta auxiliar de exploração petrolífera em bacias sedimentares com densa cobertura vegetal, como é o caso da região de estudo. Ao indicar áreas com feições estruturais potencialmente favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos, a metodologia pode orientar o planejamento de levantamentos geofísicos, com otimização de investimentos na fase de aquisição de dados.



**INTEGRATION OF REMOTE SENSING (SRTM AND RADARSAT-1),  
GEOLOGY, GRAVIMETRY AND MAGNETOMETRY DATA AS AN AID TO A  
MORPHOSTRUCTURAL STUDY IN THE UATUMÃ RIVER AREA, AMAZON  
BASIN**

**ABSTRACT**

Drainage network automatically extracted from a SRTM digital elevation model was combined with geologic, gravity and magnetometry data for morphostructural study in the region of the Uatumã River, Amazonas Sedimentary Basin. Data interpretation allowed the identification of different drainage patterns, including trellis, pinnate, contorted, annular and angular patterns. Some characteristic features of these patterns were related to movement of faulted blocks, especially in the sub-basins of the Preto da Eva and Urubu rivers. Thirty-two drainage anomalies were recognized as constituting domes features (twenty-seven), tilted fault blocks (four), and fault-controlled dome (one). Most of the morphostructural features (15) occur in the southwestern portion of the study area. Four of them coincide with structural features previously mapped by seismic survey at the top to the Itaituba Formation, where Petrobras discovered an important gas deposit. Research results demonstrate that morphostructural analysis constitute a potential tool to assist petroleum exploration in sedimentary basins with thick vegetation cover, such as the study area. As the methodology indicates sites with possible hydrocarbon-trapping structures, it can be used to plan geophysical surveys, with the consequent optimization of investments in the data acquisition phase.





## SUMÁRIO

Pág.

### LISTA DE FIGURAS

### LISTA DE TABELAS

### LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

### LISTA DE SÍMBOLOS

<b>CAPÍTULO 1</b> .....	<b>27</b>
<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>27</b>
1.1 Apresentação .....	27
<b>CAPÍTULO 2</b> .....	<b>29</b>
<b>BACIA DO AMAZONAS</b> .....	<b>29</b>
2.1 Contexto Regional .....	29
2.2 O Embasamento da Bacia do Amazonas .....	29
2.3 Estratigrafia .....	32
2.4 Magmatismo Básico .....	36
2.5 Evolução Tectônica .....	36
2.5.1 Neotectônica .....	39
2.6 Exploração Petrolífera .....	41
2.7 Significação Estrutural e Tectônica das Anomalias Morfoestruturais .....	43
<b>CAPÍTULO 3</b> .....	<b>46</b>
<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	<b>46</b>
3.1 Sensoriamento remoto nas condições fisiográficas da Amazônia .....	46
3.2 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) .....	47
3.3 Imagens RADARSAT .....	52
3.4 Dados Geofísicos .....	53
3.4.1 Magnetometria .....	53
3.4.1.1 Gravimetria .....	54
3.5 Fundamentos da Análise Geomórfica .....	57
3.5.1 Extração da Rede de Drenagem .....	57
3.5.2 Classificação Descritiva e Genética da Rede de Drenagem .....	59
3.5.3 Influência da Topografia na Definição de Anomalias Morfoestruturais de Drenagem .....	64
3.5.3.1 Análise Semi-quantitativa .....	64
3.5.3.2 Expressões Geomórficas de Estruturas Dobradas .....	69
3.5.4 Estudo de Lineamentos no Sensoriamento Remoto .....	75
<b>CAPÍTULO 4</b> .....	<b>77</b>
<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>77</b>
4.1 Materiais .....	77

4.2 Metodologia.....	78
4.2.1 Banco de Dados Espaciais.....	80
4.2.1.1 Topografia .....	81
4.2.1.2 Rede de Drenagem .....	81
4.2.1.3 Lineamentos morfológicos .....	81
4.2.1.4 Anomalias Morfoestruturais.....	82
4.2.1.5 Mapa litoestratigráfico.....	82
4.2.1.6 Mapa estrutural.....	83
4.2.1.7 Dados de Poços.....	83
4.2.1.8 Dados Aeromagnetométricos .....	83
4.2.1.9 Dados Gravimétricos .....	85
4.2.1.10 Imagens RADARSAT-1 .....	86
4.3 Integração Digital dos Dados .....	88
4.3.1 Transformação IHS.....	88
4.3.2 Geração de Produtos Integrados pelo Método IHS .....	90
<b>CAPÍTULO 5.....</b>	<b>92</b>
<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>92</b>
5.1 Análise dos Lineamentos.....	92
5.1.1 Lineamentos Magnéticos.....	92
5.1.2 Lineamentos Gravimétricos.....	93
5.1.3 Lineamentos interpretados a partir de dados topográficos SRTM .....	97
5.1.4 Interpretação dos Lineamentos .....	100
5.2 Análise dos Padrões de Drenagem .....	101
5.3 Anomalias Morfoestruturais .....	110
5.4 Inferências geológicas obtidas a partir dos dados de aeromagnetometria.....	124
5.5 Inferências geológicas obtidas a partir dos dados de gravimetria e estruturais prévios .....	128
5.6 Implicações Exploratórias .....	131
<b>CAPÍTULO 6.....</b>	<b>133</b>
<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>133</b>
<b>CAPÍTULO 7.....</b>	<b>136</b>
<b>RECOMENDAÇÕES.....</b>	<b>136</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>137</b>
<b>APÊNDICE A .....</b>	<b>152</b>
<b>APÊNDICE B.....</b>	<b>154</b>
<b>APÊNDICE C .....</b>	<b>156</b>
<b>APÊNDICE D .....</b>	<b>158</b>
<b>APÊNDICE E.....</b>	<b>160</b>

## LISTA DE FIGURAS

2.2 - Mapa Esquemático do Cráton Amazônico.....	31
2.3 - Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas.....	33
2.4 - Mapa geológico de superfície da área de estudo.....	35
2.5 - Arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas. ....	38
3.1 - Distribuição da cobertura e número de passagens da SRTM.....	48
3.2 - Geometria de aquisição dos dados SRTM .....	49
3.3 - Relação geométrica entre duas antenas (posições P1 e P2) que utilizaram interferometria para extração de informação topográfica.....	50
3.4 - Configuração esquemática do sistema SRTM. ....	51
3.5 - Modos de operação do RADARSAT-1.....	53
3.6 - Indicação das 8 direções de fluxo possíveis para um determinado pixel, com o código usado. ....	59
3.7 - Modelos de domos e depressões estruturais. S - Drenagem subsequente; C - Drenagem Consequente; O - Drenagem Obsequente. ....	65
3.8 - Análise do Fator de Confiabilidade ( $F_1$ ) para formas anômalas de drenagem.....	66
3.9 - Análise do Fator de Similaridade ( $F_2$ ) para formas anômalas de drenagem. ....	67
3.10 - Modelo de anomalia morfoestrutural (estrutura dômica) em bloco basculado, forma radial ausente. ....	67
3.11 - Fator de Similaridade ( $F_2$ ) para anomalias morfoestruturais em bloco basculado. ....	68
3.12 - Elementos básicos de declividade e drenagem de um domo idealizado.....	70
3.13 - Modelo de evolução de erosão: a) estágio de relevo positivo; b) estágio de erosão inicial; c) estágio de erosão avançada.....	71
3.14: O Bloco diagrama utilizado para demonstrar os quatro pontos envolvidos na reconstrução topográfica de estruturas em subsuperfície. A) unidades litoestratigráficas são identificadas; B) medidas de atitude das camadas são obtidas; C) geometria de uma camada guia exposta é construída; D) camadas erodidas são reconstruídas e interpoladas com camadas remanescentes.....	73
3.15: Sistema de três pontos. Pontos A e B possuem a mesma elevação, e determinam direção de camada. A linha perpendicular à direção indica o sentido do mergulho. ....	75
4.1 - Esquema de tratamento de dados, formação e procedimentos do Banco de Dados Digitais Geocodificados. ....	79
4.2 - Mapa da base da malha irregular dos dados gravimétricos.....	85
4.3 - Etapas para ortorretificação das Imagens RADARSAT-1.....	87
4.4 - Relação espacial entre o espaço IHS e o espaço RGB.....	89
4.5 - Esquema de transformação do espaço IHS para o espaço RGB e vice-versa. ....	89
5.1 - Diagrama de roseta para os lineamentos magnéticos. Comprimento absoluto para classes de 5°. ....	92
5.2 - Dispersograma do comprimento absoluto dos lineamentos magnéticos para classe de 5°. S1, S2, S3 e S4 referem-se aos sistemas de lineamentos magnéticos definidos na área de estudo.....	93

5.3 - Diagrama de roseta para os lineamentos gravimétricos. Comprimento Absoluto para classes de 5°.	94
5.4 - Lineamentos gravimétricos interpretados sobre o mapa Bouguer.	95
5.5 - Mapa de Anomalia Bouguer filtrado Passa Alta (<100 km). Foi aplicado um sombreamento artificial, com 45° de azimute e 45° de elevação da iluminação.	96
5.6 - Dispersograma do comprimento absoluto dos lineamentos gravimétricos para classes de 5°. S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7 e S8 referem-se aos sistemas de lineamentos gravimétricos definidos na área de estudo.	97
5.7 - Imagem SRTM com lineamentos morfológicos sobrepostos.	98
5.8 - Diagrama de roseta para os lineamentos morfológicos. Comprimento absoluto para classes de 5°.	99
5.9 - Dispersograma do comprimento absoluto dos lineamentos morfológicos para classe de 5°. S1, S2, S3, S4, S5, S6 e S7 referem-se aos sistemas de lineamentos morfológicos definidos na área de estudo.	99
5.10 - Modelo de elevação digital do SRTM (DEMSRTM) na área de estudos.	100
5.11 - Rede de drenagem extraída dos dados do Projeto RADAMBRASIL.	104
5.12 - Rede de drenagem extraída dos dados SRTM.	105
5.13 - Imagem SRTM com sobreposição dos domínios de padrões de drenagem. A= padrão anelar; C=padrão contorcido; CP= padrão complexo; P=padrão pinado; T=padrão treliça.	106
5.14 - Blocodiagrama mostrando o modelo para o padrão treliça na porção oeste da área de estudo.	107
5.15 - Assimetria de drenagem em imagem SRTM, sugerindo a existência de falha normal.	108
5.16 - Áreas de afogamento e estrangulamento fluvial no rio Preto da Eva, indicativas de movimento de blocos por falhas normais.	109
5.17 - Imagem SRTM indicando uma brusca ampliação da área de inundação do Rio Uatumã.	109
5.18 - Áreas de afogamento e estrangulamento de drenagens no rio Preto da Eva, indicativas de movimento de blocos associados a falhas reversas.	110
5.19 - Imagem RADARSAT-1 com sobreposição de lineamentos magnéticos, mostrando a alternância de direção que ocorre no Rio Uatumã.	110
5.20 - Mapa geológico com sobreposição da rede de drenagem e das anomalias morfoestruturais.	111
5.21 - Legenda dos elementos de drenagem da TABELA 5.4	116
5.22 - Anomalia morfoestrutural 16, correspondendo ao modelo de domo falhado de Miranda (1984).	117
5.23 - Reconstrução topográfica de anomalia morfoestrutural em estágio de relevo positivo: a) imagem SRTM com realce de elementos de drenagem; b) curvas topográficas inferidas definindo a reconstrução da anomalia.	118
5.24 - Reconstrução topográfica da anomalia morfoestrutural em estágio de erosão inicial: a) imagem SRTM com sobreposição de elementos de drenagem; b) curvas topográficas inferidas definindo a reconstrução da anomalia.	119
5.25 - Reconstrução topográfica de anomalia morfoestrutural em estágio avançado de erosão: a) imagem SRTM com sobreposição de elementos de drenagem; b) curvas topográficas inferidas definindo a reconstrução da anomalia.	120

5.26 - Mapa de densidade de lineamentos com sobreposição dos domínios morfoestruturais.....	123
5.27 - Distribuição da densidade de lineamentos nas áreas correspondentes aos domínios morfoestruturais.....	124
5.28 - Campo magnético anômalo reduzido ao pólo, com sobreposição dos lineamentos magnéticos e das anomalias morfoestruturais de drenagem.....	126
5.29 - Mapa de províncias magnéticas com sobreposição dos lineamentos magnéticos e das anomalias morfoestruturais de drenagem.....	127
5.30 - Composição IHS: imagem RADARSAT-1 (I) e mapa de anomalia Bouguer (H), com sobreposição de dados estruturais (Miranda et al., 1994; Neves, 1990) e anomalias morfoestruturais de drenagem.....	130
5.31 - Mapa estrutural sísmico nas cercanias de Silves (AM). Horizonte: topo da Formação Itaituba; intervalo de contorno: 20 ms.....	132



## LISTA DE TABELAS

3.1 - Classificação genética da rede de drenagem. Ho= homogeneidade; He= heterogeneidade. ....	61
3.2 - Classificação descritiva de anomalias de rede de drenagem.....	62
3.2 – Conclusão .....	63
4.1 - Tipos, formatos e atributos dos dados.....	80
4.2 - Características do levantamento aeromagnetométrico.....	83
5.1 - Estatística dos sistemas de lineamentos magnéticos.....	93
5.2 - Estatística dos sistemas de lineamentos gravimétricos.....	97
5.3 - Estatística dos sistemas de lineamentos morfológicos.....	100
5.4 - Avaliação das anomalias morfoestruturais detectadas.....	112
5.4 – (Continuação) .....	113
5.4 – (Continuação) .....	114
5.4 – (Continuação) .....	115
5.4 – (Conclusão).....	116
5.5 - Hierarquização das anomalias morfoestruturais. ....	120
5.5 – (Conclusão).....	121
A1 - Análise estatística dos lineamentos magnéticos.....	152
A1 – (Conclusão).....	153
B1 - Análise estatística dos lineamentos gravimétricos. ....	154
B1 – (Conclusão).....	155
C1: - Análise estatística dos lineamentos morfológicos.....	156
C1 – (Conclusão).....	157
D1: - Cálculo do fator de confiabilidade ( $F_1$ ).....	158
D1 – (Conclusão).....	159
E1 - Cálculo do Fator de Similaridade ( $F_2$ ).....	160
E1 – (Conclusão) .....	161





## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ANP	- Agência Nacional de Petróleo
AODA	- Attitude and Orbit Determination Avionics
BDEP	- Banco de Dados de Exploração e Produção
COT	- Carbono Orgânico Total
DEM	- Digital Elevation Model
DLR	- Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt
DOD	- US Department of Defense
GRFM	- Global Rain Forest Mapping Project
IAGA	- International Association for Geomagnetism and Aeronomy
IFOV	- Instantaneous Field of View
IGRF	- International Geomagnetic Reference Field
IHS	- Intensity, Hue, Saturation
InSAR	- Interferometric Synthetic Aperture Radar
JPL	- Jet Propulsion Laboratory
NASA	- National Aeronautics and Space Administration
NIMA	- National Imagery and Mapping Agency
PGRF	- Preliminary Geomagnetic Reference Field
RGB	- Red, Green, Blue
SAR	- Synthetic Aperture Radar
SIR-C	- Shuttle Imaging Radar C
SPI	- Source Potential Index
SRTM	- Shuttle Radar Topography Mission

USGS - United States Geological Survey

## LISTA DE SÍMBOLOS

$R_o$	- Reflectância da Vitrinita
$S_2$	Potencial Gerador
$\lambda$	Comprimento de Onda
$M$	Massa
$F$	Força de Atração
$G$	Constante Gravitacional Universal
$R$	Distância
$H_o$	Superfície Homogênea
$H_e$	Superfície Heterogênea
$F_1$	Fator de Similaridade
$F_2$	Fator de Confiabilidade



# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

### 1.1 Apresentação

A análise de rede de drenagem tem sido utilizada por diversos autores (Berger, 1982; Berger, 1984; Deffontaines e Chorowicz, 1991; Raymond et al., 1994) com vista à identificação de feições estruturais em subsuperfície, as quais podem constituir potenciais trapas petrolíferas. O emprego dessa técnica é particularmente útil em áreas de fronteira exploratória como são as bacias sedimentares paleozóicas da Amazônia, como demonstrados em trabalhos por (Miranda, 1984; Miranda et al., 1994; Torres, 1998).

Modelos de elevação digital do terreno gerados por radar interferométrico da SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) e a conseqüente possibilidade de extração automática da rede de drenagem, abriu novas possibilidades para o emprego dessa abordagem no estudo de áreas de fronteira exploratória.

Informações extraídas da análise da rede de drenagem derivada de modelos de elevação do terreno gerados pela SRTM podem ser integradas com dados geológicos e geofísicos, com vistas à identificação de feições estruturais em subsuperfície, as quais podem constituir potenciais trapas petrolíferas, reduzindo assim os custos envolvidos numa campanha exploratória, especialmente em áreas de densa cobertura vegetal como a Amazônia.

A presente dissertação tem por objetivo investigar a existência de feições morfoestruturais na borda norte da Bacia Sedimentar do Amazonas, através de dados SRTM , assim como verificar o significado geológico dessas feições, por meio da integração com dados geológicos e geofísicos (aeromagnetometria e gravimetria).

Os objetivos específicos deste trabalho são os seguintes:

- a) Classificação descritiva e genética dos padrões da rede de drenagem extraída automaticamente a partir de dados SRTM;
- b) Identificação de anomalias morfoestruturais através de elementos de drenagem e declividade;
- c) Relação dos padrões de drenagem, anomalias morfoestruturais e lineamentos com estruturas em subsuperfície através da análise integrada com dados geológicos e geofísicos;
- d) Identificação de *trends* estruturais.

A área investigada (FIGURA 2.1) localiza-se na borda norte da Bacia do Amazonas, a nordeste da cidade de Manaus, abrangendo aproximadamente 25.000 km<sup>2</sup>, situada entre os meridianos 58°00' e 60°00' oeste e os paralelos 2°00' e 3°00' sul.

A região, parcialmente cortada pela rodovia que liga Manaus a Itacoatiara (BR-010), é drenada pelos rios Uatumã, Preto de Eva, Urubu, Anebá e Jatapu, afluentes do Rio Amazonas pela margem esquerda.

## CAPÍTULO 2

### BACIA DO AMAZONAS

#### 2.1 Contexto Regional

A Bacia Paleozóica do Amazonas possui cerca de 500.000 km<sup>2</sup>, sendo situada na porção central do Craton Amazônico, entre os escudos das Guianas (norte) e Brasileiro (sul). Está separada da Bacia do Solimões, a oeste, pelo Arco de Purus, e da Bacia do Marajó, a leste, pelo Arco de Gurupá (FIGURA 2.1).

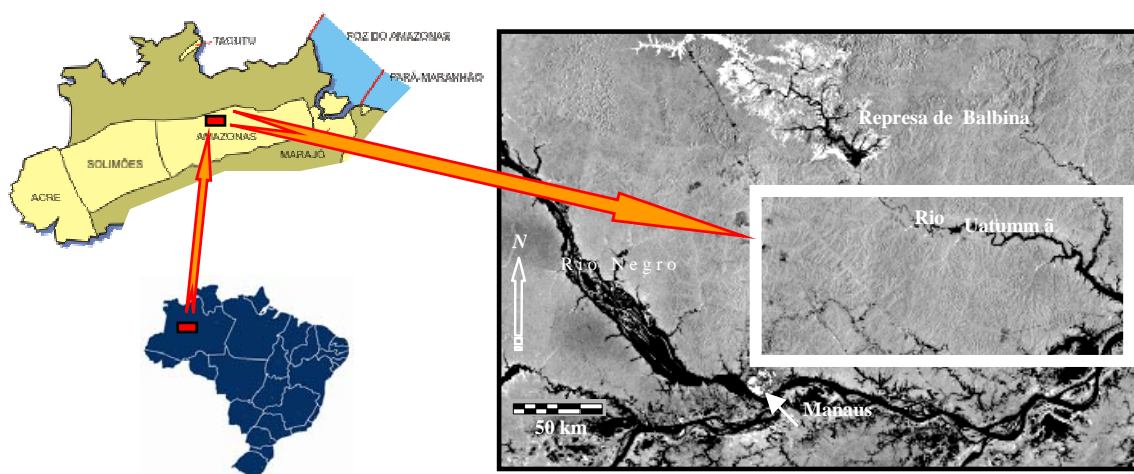


FIGURA 2.1 - Localização da área de estudo. A imagem de fundo corresponde uma porção do mosaico JERS-1 SAR do Global Rain Forest Mapping Project (GRFM).

Fonte: (NASA, 2004).

#### 2.2 O Embasamento da Bacia do Amazonas

O embasamento da bacia é constituído predominantemente por (Hasui, 1996; Milani e Thomaz Filho, 2000): complexos gnáissicos de grau médio e alto, que ocorrem associados a faixas supracrustais metamorfoseadas em alto e baixo/médio grau, as

últimas caracterizadas como *greenstone belts*, além de sucessões sedimentares proterozóicas.

A região caracterizou-se por um desenvolvimento complexo durante o Arqueano, com vários blocos crustais se articulando através de zonas de cisalhamento oblíquas, correspondentes a zonas de sutura cratônica. As cicatrizes de tais zonas estão evidenciadas pela ocorrência de expressivas anomalias gravimétricas e magnetométricas, que refletem a ocorrência de cinturões granulíticos, alguns aflorantes e outros em subsuperfície (Amaral, 1974; Hasui, 1996).

Tassinari e Macambira (1999), com base em estudos de geologia isotópica e refinando a conceituação de Cordani et al. (1979) e Teixeira et al. (1989), definiram seis províncias geocronológicas para o Cráton Amazônico, quais sejam (FIGURA 2.2):

1. Amazônica Central: descrita como um núcleo arqueano, não afetada pela Orogenia Transamazônica, porém com expressivos eventos magmáticos e sedimentares durante o Paleoproterozóico;
2. Maroni-Itacaiunas: caracterizada por grandes porções de rochas metavulcânicas e metasedimentares, deformadas e metamorfozadas durante o Paleoproterozóico (2,2-1,95 bilhões de anos - Ga) nas fácies xisto verde e anfibólito, além de granulitos e gnaiss-migmatitos e fragmentos de rochas arqueanas, de alto grau metamórfico;
3. Venturini- Tapajós: na parte sul do cráton, é composta por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e granitóides, que foram intrudidos e deformados por diques máficos no Paleoproterozóico. Na parte norte, granitos rapakivi anorogênicos representam o evento mesoproterozóico magmático intraplaca;
4. Rio Negro-Juruena: constituída principalmente por terrenos granitóides do Proterozóico Médio resultante de de arco magmático por derivação mantélica;



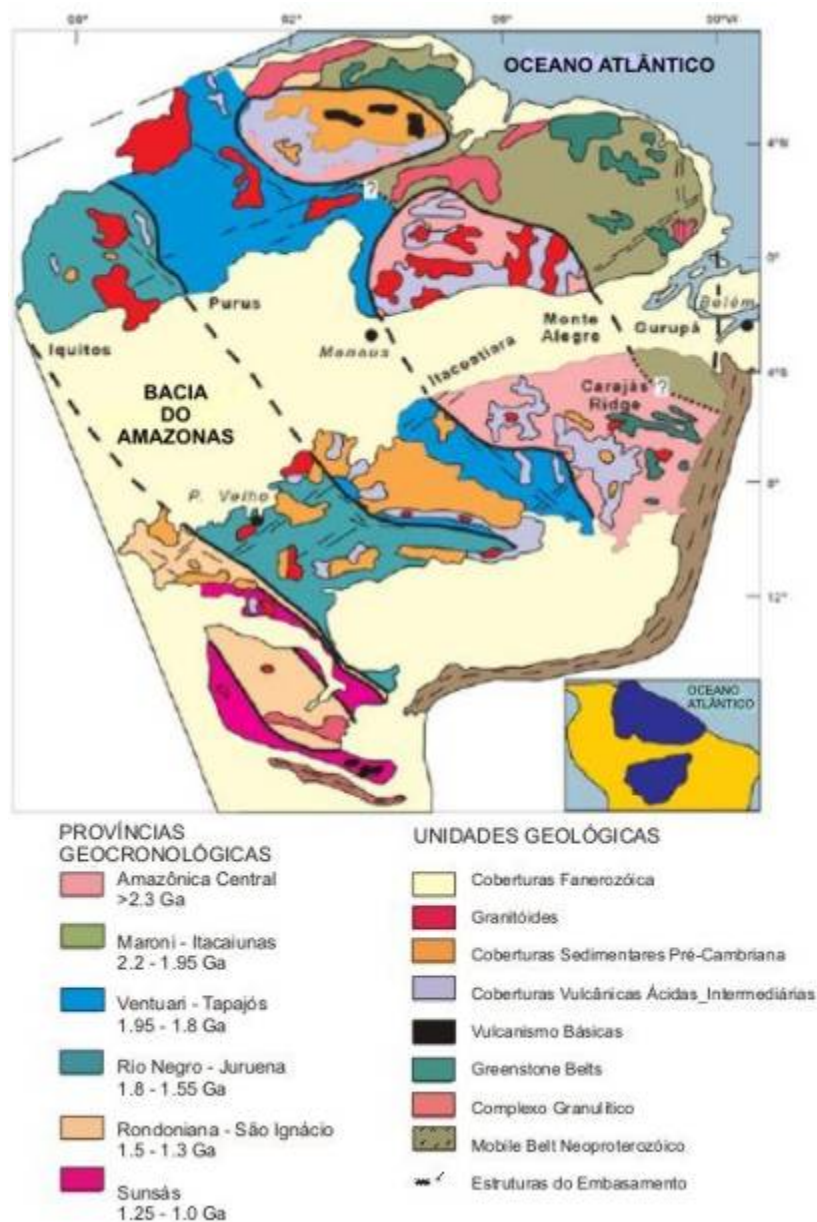


FIGURA 2.2 - Mapa Esquemático do Cráton Amazônico.

FONTE: Adaptada de Tassinari e Macambira (1999).

- Rondoniana-San Ignácio: compostas por terrenos com granito-gnaisses-migmatitos e rochas granulíticas metamorfizadas durante o Mesoproterozóico;
- Sunsas: unidade tectônica mais jovem constituída por erosão da crosta continental antiga, deposição e subsequente deformação e metamorfismo dos sedimentos e do embasamento Mesoproterozóico.

### 2.3 Estratigrafia

O pacote sedimentar fanerozóico da Bacia do Amazonas consistem em 5000 m de espessura em rochas paleozóicas e 1000 m de rochas neocretácicas a quaternária. O registro sedimentar e ígneo reflete os eventos tectônicos paleozóicos ocorrentes na borda oeste da pretérita Placa Gondwânica e da tafrogenia mesozóica do Atlântico Sul. Estes eventos tectônicos provocaram movimentações epirogênicas intraplaca, resultando na formação de arcos de grande porte e discordâncias regionais, além de controlarem as ingressões marinhas que influenciaram os ambientes deposicionais (Cunha et. al. 1994). Gonzaga et al. (2000) definiram três super-seqüências paleozóicas cobertas por uma seqüência continental clástica cretácica (FIGURA 2.3), quais sejam:

- a) Seqüência Ordoviciano Superior-Devoniano Inferior: reúne os clásticos marinhos, glaciais e neríticos do Grupo Trombetas e está parcialmente truncada pela discordância decorrente da Orogenia Famatiniana. Na área de estudo afloram rochas de idade siluro-devoniana que engloba sedimentos dos grupos Trombetas e Urupadi que afloram na parte noroeste da área. Grupo Trombetas: arenitos micáceos, com marcas de onda e tubos de vermes; folhelhos e siltitos com arenitos e silexitos intercalados, cinza, micáceos, laminados, moles, com pirita nodular. O Grupo Urupadi está dividido nas formações Maecuru e Ererê. Formação Maecuru: arenitos finos a congloméricos, brancos a cinza, mal selecionados, com intercalações delgadas de siltitos; folhelhos, siltitos e arenitos, intercalados com camadas hematíticas e sideríticas, aleitados irregularmente. Formação Ererê: arenitos e siltitos intercalados, cinza e verdes, laminados, argilosos e fossilíferos (FIGURAS 2.3 e 2.4);
- b) Seqüência Devoniano Médio-Carbonífero Inferior: corresponde aos clásticos flúvio-deltaicos e neríticos com incursões glaciais dos grupos Urupadi e Curuá, e tem seu topo marcado pela discordância relacionada à Orogenia Eo-Herciniana;
- c) Seqüência Carbonífero Médio-Permiano: formada por clásticos, carbonatos e evaporitos continentais e marinhos restritos do Grupo Tapajós estando

profundamente cortada pela discordância resultante da Orogenia Gondwanide e do Diastrofismo Juruá;

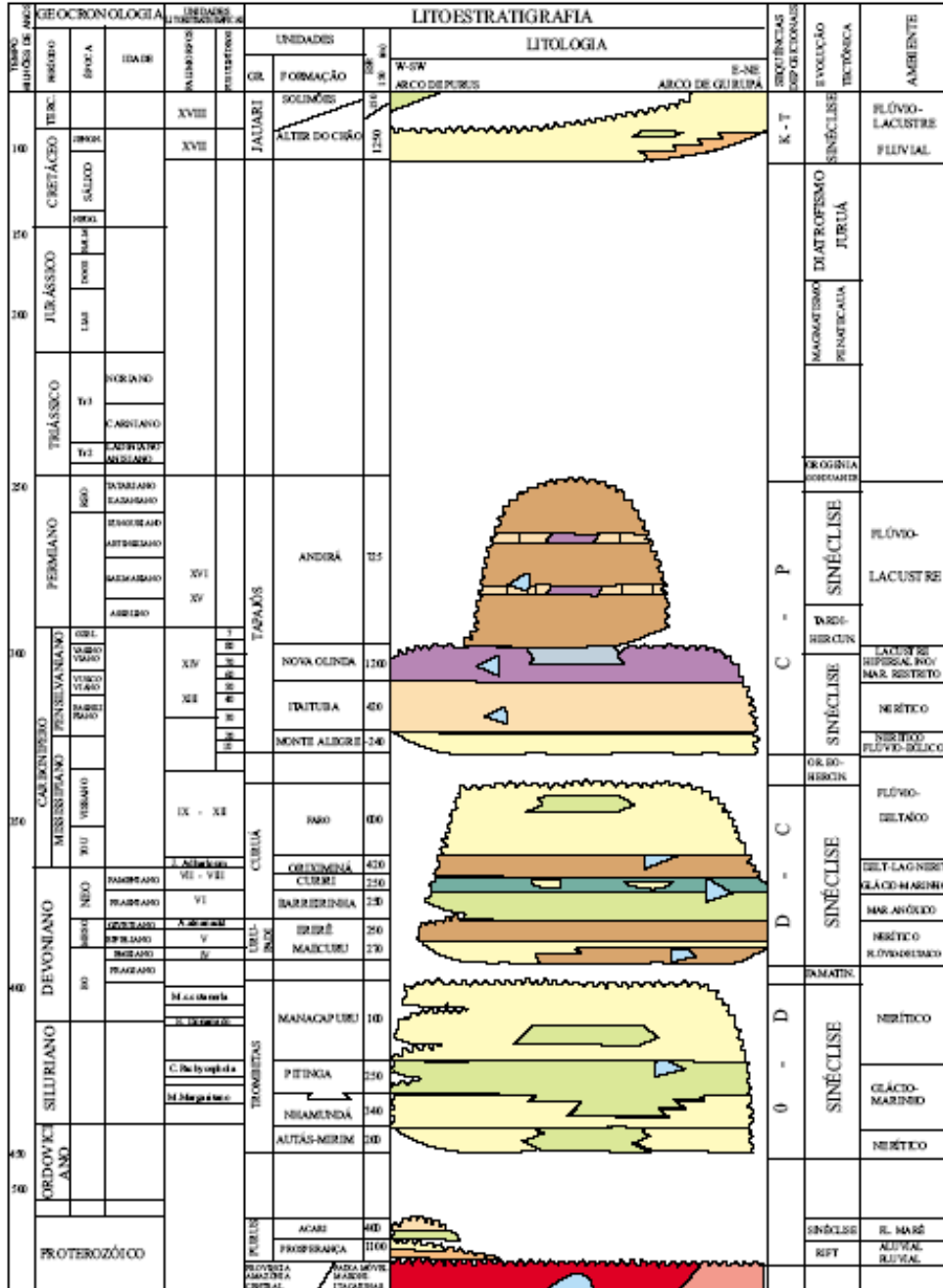


FIGURA 2.3 - Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas.

FONTE: Adaptada de Cunha et al. (1994).

d) Sequência Cretácica a Quaternária: composta pelos clásticos flúvio-lacustres do Grupo Javari, que ocuparam os espaços criados pela Orogenia Andina; sedimentos pobres em fósseis, principalmente em sua parte basal, e sua datação ainda se faz de maneira aproximada. Os clásticos grosseiros fluviais de Formação Alter do Chão distribuem-se por toda a bacia, sendo a formação dominante na área de estudo (FIGURA 2.4).

A Formação Alter do Chão, composta por arenitos arcoseanos, pelitos, argilitos, arcóseos, quartzo-arenitos e brechas intraformacionais (Cunha et al. 1994) sob a forma de estratos esbranquiçados a avermelhados, depositados em ambiente flúvio-lacustre, além de paleossolos avermelhados (Costa, 2002). As variedades de quartzoarenitos silicificados e vermelhos são denominadas informalmente de Arenito Manaus (Horbe et al., 2003). Dino et al. (1999), por meio de estudo palinológico e estratigráfico, propõem que as rochas da porção central da bacia de sedimentação da Formação Alter do Chão, onde se situa a área do presente estudo, são de idade cretácica (Aptiano/Albiano – Cenomaniano; em torno de 100 Ma).

A lateritização das rochas da Formação Alter do Chão propiciou o desenvolvimento de perfis imaturos (Horbe et al., 2003), que se apresentam trucados e constituídos, de baixo para cima, pelos horizontes saprolítico, mosqueado e solo, com presença local de linhas de pedra. A crosta ferruginosa, quando presente, está restrita a relictos, em consequência de intensa desferrificação da área. Apesar de incompletos, os perfis são bem desenvolvidos, com espessura superior a 3 m, os menos espessos situados em áreas onde houve truncamento mais profundo (Horbe et al., 2003).

Na área de estudo também afloram aluviões (Aluviões II) constituídos de cascalhos, areias, silte e argila e terraços de idade quaternárias, e terraços aluvionares (Aluviões I) mais recentes que a unidade dos Aluviões II formados por cascalhos, areias, silte e argila de idade quaternárias (FIGURA 2.4).

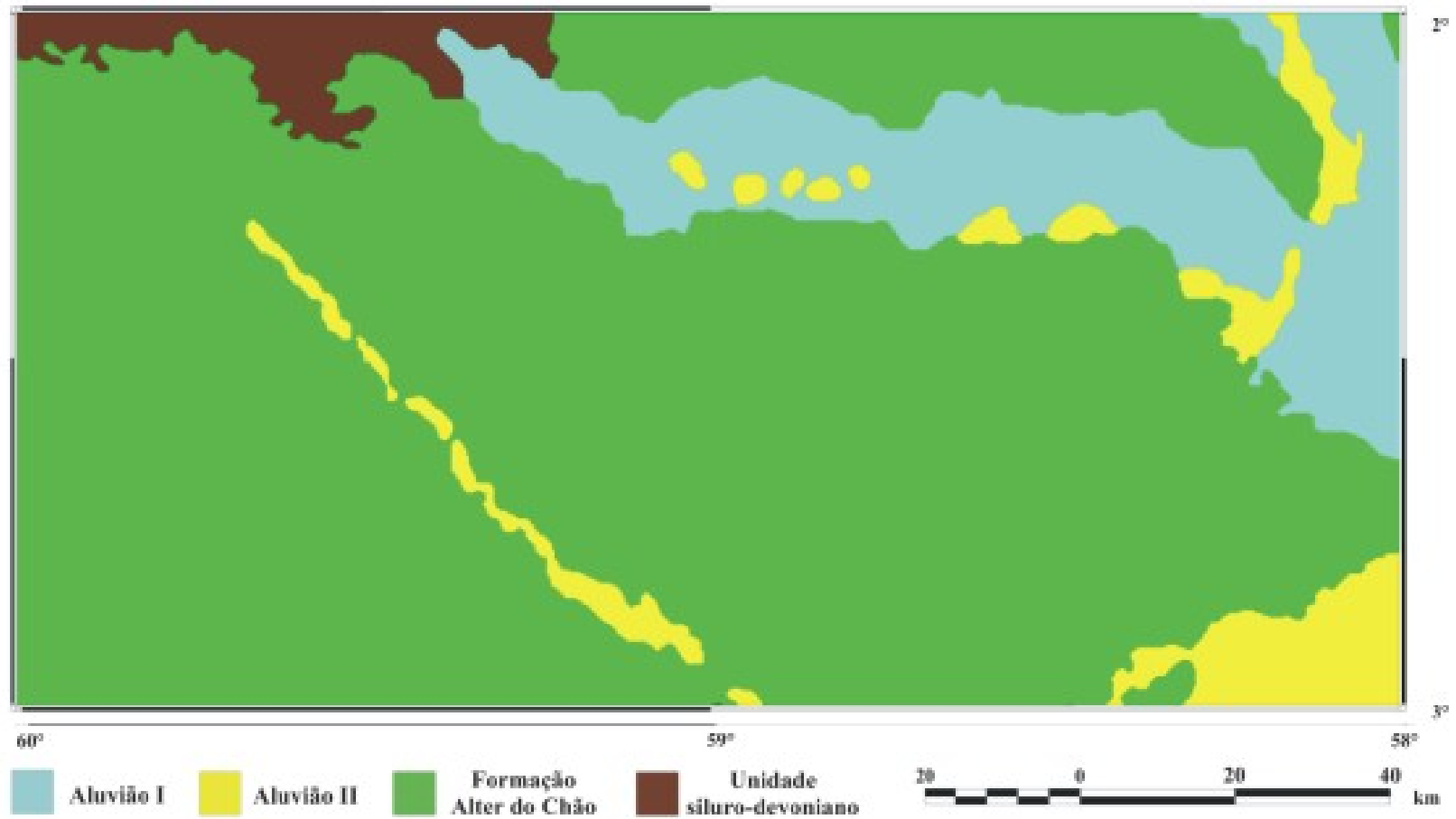


FIGURA 2.4 - Mapa geológico de superfície da área de estudo.

FONTE: Adaptada de Miranda et al. (1994).

## 2.4 Magmatismo Básico

A região amazônica foi afetada por diferentes eventos de magmatismo durante o Proterozóico e o Fanerozóico. Sistemas de fraqueza NE e NW condicionaram, preferencialmente, as atividades ígneas do Proterozóico e do eo-Paleozóico, interpretadas como representativas de eventos terminais dos cinturões móveis regionais e/ou do magmatismo reflexo de sua atuação em áreas cratonizadas (Teixeira, 1978).

Thomaz Filho et al. (1974) propuseram dois eventos magmáticos principais: o primeiro associado à separação da América do Norte em relação à América do Sul-África, com atividade principal em 250, 230 e 200 Ma; o segundo, relacionado a um *hot spot* por Gonzaga et al. (2000), está associado à separação da África e América do Sul, com atividades importantes em 180, 150 e 125 M.a..

Segundo Mizusaki et al. (1992), a intrusão de diabásios obedece a padrões litológicos e estruturais, sendo comuns as soleiras de diabásio. Tais autores sugeriram, ainda, a existência de uma câmara magmática rasa (alto teor de Si e presença de fenocristais), agrupando as manifestações magmáticas em um mesmo evento com idade entre 170 e 220 M.a. (Eojurássico).

## 2.5 Evolução Tectônica

Neves (1990) atribuiu a origem da bacia a esforços distensionais no fechamento do Ciclo Brasileiro, com a propagação do rifte precursor de leste para oeste, ao longo de antigas linhas de fraqueza do embasamento.

O citado autor definiu o arcabouço estrutural da bacia como sendo composto por duas plataformas (norte e sul), duas linhas de charneira a elas associadas e uma calha central segmentada nas direções E-W e NE-SW. Neves (1990) mapeou, ainda, as seguintes feições de caráter regional utilizando dados de sísmica de reflexão (FIGURA 2.5): 1) *trend* de anticlinais assimétricos eocretácicos nas regiões de Curuá do Sul, associado ao lineamento de mesmo nome; 2) *trend* de anticlinais assimétricos eocretácicos na região de Abacaxis-Marimari, associado ao lineamento Abacaxis; 3) linha de charneira norte e

provável *trend* compressivo eocretácico do Igarapé Cuia-Uatumã, associados ao lineamento Lucas Borges; 4) faixa de anticlinais terciários *en echelon*, distribuída desde da região do Rio Tapajós até a de Paraconi; 5) estrutura de caráter transtensional a leste nas proximidade do Arco de Gurupá, associada a falhas transcorrentes destrais NW, interceptadas por grabens e falhas transcorrente sinistrais E-W.

Wanderley Filho (1991) propôs seis pulsos cinemáticos no decorrer do Fanerozóico, a saber: 1) eo-Paleozóico, extensional de caráter regional, responsável pela instalação das falhas normais NE-SW e cuja progressão estabeleceu as falhas de transferência NW-SE. As transgressões e regressões são interpretadas como resultado de movimentações complexas destas falhas normais nos blocos individualizados; 2) final do Paleozóico, ascensional regional, com soerguimento provocado pelo choque do Gondwana com a América do Norte; 3) final do Jurássico, extensional, caracterizado por um regime tectônico distensivo associado à abertura do Atlântico Norte e Equatorial, intrudindo diques e favorecendo o desenvolvimento de *grabens*; 4) Cretáceo Inferior, com tectônica transcorrente dextral (dobras); 5) Cretáceo Superior-Terciário, extensional, com movimentação de falhas normais NE e falhas normais lítricas NW, relacionado à formação do Oceano Atlântico; 6) Terciário-Quaternário, com regime transcorrente dextral, reflexo da evolução da cadeia Andina, gerando dobras e estruturas em flor na região do Rio Tapajós.

Gonzaga et al. (2000) propuseram uma evolução tipo rifte continental com sedimentação cíclica e rifteamento polifásico para a bacia, cujo padrão sinuoso (*dog leg*) resulta de um arranjo complexo de meio-grabens interconectados ao longo de zonas de acomodação. Tais autores definem quatro eventos tectonotermiais na evolução da bacia: Ordoviciano (evento F1), Devoniano (evento F2), Carbonífero (evento F3) e Cretáceo (evento F4), conforme FIGURA 2.3.

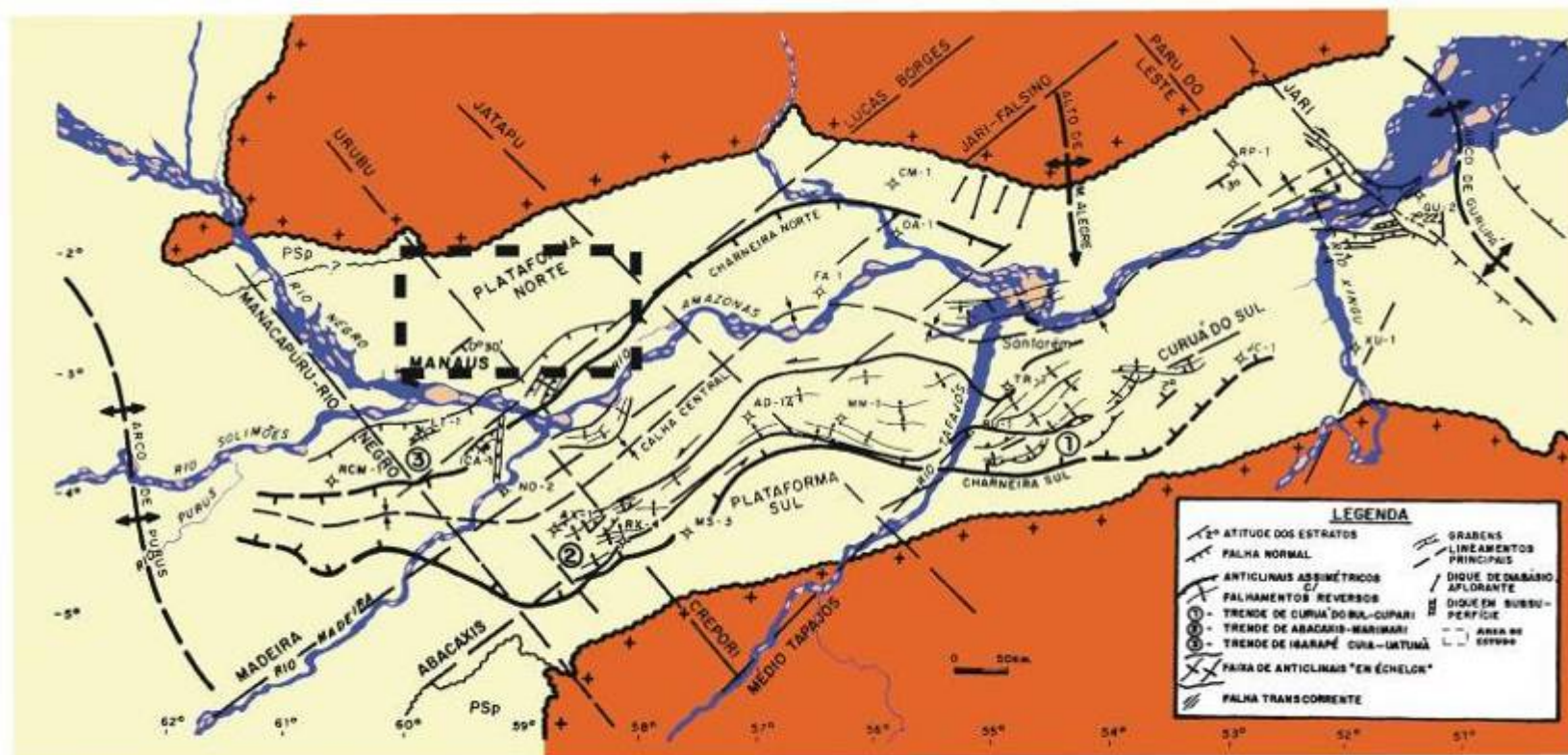


FIGURA 2.5 - Arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas.

FONTE: Adaptada de Neves (1990).



### 2.5.1 Neotectônica

Registros de reativação de falhas geológicas indicativa da ocorrência de movimentação tectônica atual na região como reflexo de sua instabilidade sísmica, que alguns autores (e. g. Assumpção e Suárez, 1988; Costa, 2002; Silva, 2005; Zoback e Richardson, 1996) consideram reflexos de movimentos das placas tectônicas do Caribe, de Nazca e da América do Sul, mostra a importância de se conhecer o quadro neotectônico para avaliar a estabilidade geológica da área e riscos sísmicos decorrentes, essencial para a geologia de petróleo e na deflagração de processos geomorfológicos, tais como movimentos de massa e erosão.

Evidências morfológicas descritas na literatura científica já indicavam a presença de um tectonismo recente na Bacia do Amazonas. Sternberg (1950), observando em fotografias aéreas o paralelismo entre os cursos do Rio Negro, na região das Anavilhanas, do Rio Preto da Eva e do Rio Urubu, foi o primeiro a deduzir o controle neotectônico sobre feições da paisagem e sobre os cursos de alguns rios na Amazônia Central.

Rezende e Brito (1973) relataram que a drenagem, principalmente de ordem alta (grandes afluentes e Rio Amazonas), apresenta uma segmentação orientada alternadamente nas direções NW-SE e NE-SW. Esta mudança alternada de direção coincide com as das direções das faixas tecto-orogênicas mostra que drenagens de ordem alta se encontram controladas pelo sistema estrutural fundamental do embasamento.

Zoback e Richardson (1996), através de dados simológicos e de *breakouts*, indicaram uma compressão horizontal máxima N-NNE na Bacia do Amazonas. Esta direção é aproximadamente perpendicular às antigas estruturas da crosta inferior, representando uma rotação de aproximadamente 75° em relação à direção de tensão compressiva E-W na placa Sul-Americana.

Forsberg et al. (2000), através da observação de um mosaico de radar do satélite japonês JERS-1 composto por imagens adquiridas entre fevereiro e março de 1993, mostraram

que uma falha transcorrente na região das Anavilhanas prossegue para NW, controlando a distribuição de extensas áreas de inundação nos rios Padauari, Carabinani, Jaú, Unini e Caurés.

Costa et al. (2001), baseados em feições litoestratigráficas, estruturais, tectônicas e geomorfológicas, determinaram seis domínios neotônicos ao longo do Rio Amazonas. O domínio 1, onde se localiza a região do Rio Uatumã, seria caracterizado por soerguimento de direção NE-SW, que modela a rede de drenagem e é controlado por dobras e falhas reversas de direção NE-SW. Para esses autores, as estruturas presentes nessa região compreendem dois grupos de feições: 1) o conjunto mais antigo (Terciário Superior) que inclui dobras, falhas inversas e de cavalgamento com direção NE e 2) o mais jovem conjunto (Quaternário) que engloba falhas normais NW-SE.

Franzinelli e Igreja (2002), utilizando dados de sensoriamento remoto e trabalhos de campo na região do Rio Negro, propuseram a existência de um domínio de falhas normais com orientação NE-SW e de um domínio de falhas transcorrentes destrais com orientação NW-SE. Segundo esses autores, tais domínios têm sido alterado por um conjunto de falhas transcorrentes destrais recentes de orientação E-W. A formação dessas feições estruturais envolve a inclinação e rototranslação de blocos, os quais tendem a formar depressões ao longo das principais falhas.

Segundo Costa (2002), estruturas interpretadas nas seções sísmicas da Bacia do Amazonas foram formadas sob regime tectônico transcorrente, com predominância de feições transpressionais. As direções preferenciais dos alinhamentos estruturais são NE-SW, ENE-WSW e NW-SE. O sistema de falhas com direção NW-SE foi responsável pelo alinhamento de alguns rios importantes (e.g. Rio Negro, Preto da Eva e Urubu) e por deslocamentos do leito de outros, bem marcados em vários trechos do Rio Amazonas.

Almeida Filho et al. (2005) observaram os traços de um sistema de drenagem relicto com fluxo geral para sul, com sentido oposto aos cursos dos rios Padauari e Carabinani (que pertencem à bacia hidrográfica do Rio Negro e fluem para nordeste). As calhas do Rio Padauari e do seu principal afluente pela margem direita estão sendo escavadas

sobre a topografia rebaixada do paleocurso. Esses fatos evidenciam a ocorrência de atividade neotectônica no controle da dinâmica fluvial na Bacia do Amazonas.

## **2.6 Exploração Petrolífera**

Segundo Gonzaga et al. (2000), as rochas com maiores potenciais geradores na bacia fazem parte das formações Pitinga, Barreirinha e Curiri. A Formação Pitinga compreende folhelhos e diamictitos marinhos do Siluriano Superior com espessuras entre 20 m e 40 m na margem da bacia e 120 m no depocentro. Possui teor de carbono orgânico total (COT) menor que 2% e reflectância da vitrinita ( $R_o$ ) em torno de 0,6%. A Formação Curiri é representada por diamictitos, folhelhos e siltitos de ambiente glacial do Fameniano, com baixo COT (1-2%) e  $R_o$  em torno de 0,6%.

A Formação Barreirinha pode ser subdividida em duas partes: uma seção basal (Frasniano), caracterizada por folhelhos pretos radioativos, e a parte superior da formação composta por folhelhos cinza escuros. A parte basal possui espessuras entre 30 m e 40 m na margem da bacia e 150-160 m no depocentro, com altos valores de COT (3-8%) e  $R_o$  superior a 1,4%. A parte superior possui em média 30 m de espessura na margem e 150 m no depocentro da bacia, com valores de COT entre 1 e 2% e  $R_o$  inferior a 0,65% (Gonzaga et al., 2000; Neves, 1990).

Adotando a classificação genética de sistemas petrolíferos proposta por Demaison e Huizinga (1991) e, assumindo que a migração do hidrocarbonetos foi essencialmente lateral, Gonzaga et al. (2000) concluíram que somente a parte basal da Formação Barreirinha tem valor significativo de índice de geração potencial (SPI). Integrando os dados geoquímicos com os dados geológicos, esses autores identificaram um único sistema petrolífero na bacia: o sistema Barreirinha-Curiri.

As principais ocorrências de hidrocarbonetos na bacia foram encontradas nos arenitos das formações Monte Alegre, Curiri, Ererê e nas lentes arenosas da Formação Nova Olinda (Milani e Zalán, 1999; Gonzaga et al., 2000). A Formação Monte Alegre é caracterizada por arenitos eólicos e de *wadis*, intercalados por siltitos e folhelhos interdunas e de lagos, espessura em torno de 80 m e porosidade entre 20-25%. Segundo

Gonzaga et al. (2000), os arenitos da Formação Monte Alegre possuem as melhores características para reservatório de hidrocarbonetos. Estes autores citam, também, que as rochas evaporíticas carboníferas das formações Itaiatuba e Nova Olinda, situadas acima da rocha-reservatório, são excelentes rochas selantes.

Segundo Gonzaga et al. (2000), a fase principal de expulsão do petróleo gerado pelo intervalo radioativo da Formação Barreirinha foi alcançada por subsidência entre 300 e 250 Ma (Neocarbonífero/Neopermiano), quando a rocha geradora atingiu taxa de transformação de aproximadamente 50% e nível de maturação (Ro) 0,80%. Assim, armadilhas formadas antes e/ ou durante este período são as mais adequadas para o desenvolvimento de acumulações comerciais de hidrocarbonetos (Miranda et al. 1994). Gonçalves (1992a, 1992 b) e Gonçalves et al. (1994), citados por Miranda et al. (1994), afirmam que qualquer evento tectônico posterior à fase de geração/expulsão do final do Paleozóico concorreu para a remobilização dos hidrocarbonetos porventura acumulados em trapas neocarboníferas/neopermianas (e. g. o episódio ígneo jurotriássico e os eventos tectônicos jurássico/eocretácicos e terciários).

Gonzaga et al. (2000) sugerem a ocorrência de uma migração primária de hidrocarbonetos dos folhelhos da rocha geradora para os arenitos devonianos Ererê a elas sotopostos; migração secundária através dessas camadas carreadoras ou através de falhas antigas; e acumulação do petróleo em amplas trapas mistas formadas em paleoaltos ou linhas de charneira, ou ainda, em trapas stratigráficas, em discordâncias angulares, *pinch outs* ou *onlaps*. A megazona de cisalhamento responsável pela formação das principais armadilhas estruturais na Bacia do Solimões parece ser ausente na Bacia do Amazonas. De acordo com Gonçalves et al. (1994) as zonas de charneira paleozóicas localizadas na porção norte da bacia são mais atrativas para trabalhos de prospecção do que as situadas no flanco sul, visto que se encontram mais próximas da “cozinha” de geração. Nas áreas submetidas a reativações tectônicas terciárias, a integridade do selo pode estar comprometida, pondo em risco a preservação de prováveis acumulações (Neves, 1990).

Na área de estudo, Gonçalves et al. (1994) através de análises geoquímicas realizadas em folhelhos paleozóicos aflorantes na planície aluvial do Rio Uatumã, revelaram um estágio de maturação muito elevado para amostras de superfície, o que pode refletir a erosão de uma seção sedimentar de 1500 a 2000 metros de espessura. Para Miranda et al. (1994), a região investigada possui uma vocação ascensional recorrente no tempo geológico, que é expressa pelo ativo entalhamento do Rio Uatumã. Segundo esses autores, tal fato sugere que um soerguimento recente pode ser considerado como uma possível causa de colocação em superfície de folhelhos com estágio de maturação térmica compatível com profundidades superiores a 1000 m. Este fenômeno geológico poderia ocasionar a remobilização de trapas previamente existentes e o ingresso de água meteórica na seção sedimentar paleozóica, o que teria certamente um impacto negativo na prospectividade desta porção da Bacia do Amazonas.

A petrobras concluiu em 1999 a perfuração e os testes dos poços 1-RUT-1-AM e 3-BRSA-126-AM na Bacia do Amazonas, localizados a cerca de 200 Km a leste da cidade de Manaus. Foi constatado um reservatório com 12 m de espessura portador de gás, à profundidade de 1.650 m, em arenito da Formação Nova Olinda (Petrobras, 1999). O principal teste de formação revelou um potencial da ordem de 700 mil m<sup>3</sup>/dia de gás, com um pequeno percentual de condensado. A área mapeada, aproximadamente 20 km<sup>2</sup>, poderá conter volumes de gás “*in place*” da ordem de 8 bilhões de m<sup>3</sup>, o que representa volumes recuperáveis da ordem de 6 bilhões de m<sup>3</sup>.

## **2.7 Significação Estrutural e Tectônica das Anomalias Morfoestruturais**

Cunha et al. (1971), citado por Miranda (1984), realizaram a interpretação morfoestrutural de parte da Bacia do Amazonas, adotando o critério segundo o qual as anomalias morfoestruturais refletem, quer por compactação diferencial ou reativações recentes, a presença de estruturas subjacentes.

Utilizando imagens de sensores remotos e dados geofísicos, Miranda (1984) interpretou, em terrenos paleozóicos a terciários, na área do Rio Tapajós, anomalias morfoestruturais de drenagem associadas a domos e depressões estruturais que, em determinados arranjos, definem *trends* sugestivos de feições tipo *horsts* e *grabens*, em

parte condicionados por descontinuidades pré-cambrianas. Miranda e Boa Hora (1986), integrando dados de sensores remotos e aeromagnetometria, confirmaram, através de modelagem magnética, algumas daquelas feições fotointerpretadas. Esses autores definiram dois domínios morfoestruturais. O primeiro é composto pela disposição aproximadamente alinhada de anomalias na direção E-W, configurando assim *trends* importantes no arcabouço tectônico e estrutural da bacia. No segundo domínio, orientadas no sentido ENE e posicionado em ambos os flancos da bacia, nas cercanias do contato da Formação Alter do Chão, as anomalias refletem a presença de falhas reativadas durante a evolução da bacia até, provavelmente, o Cenozóico.

Na região investigada, Costa (1993) deu destaque a uma estrutura observada em mapa sísmico, nas cercanias da localidade denominada Silves. Tal feição, mapeada ao nível do topo da Formação Itaituba, se situa no bloco alto da charneira norte da bacia. Uma anomalia morfoestrutural, observada por Miranda et al. (1994.), posiciona-se imediatamente a NW da citada estrutura, numa situação interessante em relação ao arcabouço tectono-estrutural da área de estudo, como segue:

1. Esta anomalia se localiza a leste do interflúvio Uatumã-Anebá, onde é menor a atuação de eventos estruturadores pós-cretácicos incidentes sobre sedimentos da Formação Alter do Chão e depósitos coluviais. Tal aspecto é favorável à preservação de hidrocarbonetos porventura acumulados em trapas paleozóicas naquela área;
2. Anomalias morfoestruturais se alinham com descontinuidades do embasamento magnético subjacentes ao interflúvio Uatumã-Anebá, as quais podem se constituir em dutos potenciais conectando essas estruturas com a cozinha de geração de hidrocarbonetos da bacia;
3. Anomalias morfoestruturais se orientam segundo um nariz estrutural com *plunge* para SE, definido ao nível da discordância pré-cretácica, cujo eixo se posiciona aproximadamente ao longo das feições magnéticas coincidentes com interflúvio Uatumã-Anebá. Este nariz estrutural pode representar um paleoalto transversal à zona de charneira paleozóica, o qual eventualmente atuou no tempo geológico

como via preferencial de migração *up dip* ou como sítio potencial de trapas estruturais ou estratigráficas.

A partir dessas observações, Miranda et al. (1994) ressaltaram que tal atratividade exploratória ocorre no limite SE da área de estudo, na qual se inserem a anomalia morfoestrutural e a estrutura sísmica mapeada por Costa (1993).

## CAPÍTULO 3

### FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1 Sensoriamento remoto nas condições fisiográficas da Amazônia

Na concepção de Tricart (1975), a cobertura vegetal tropical presente na Amazônia impediria qualquer tipo de incisão fluvial e outros processos físicos, definindo zonas de estabilidade morfogenética. Para Derruau (1965) e Tricart (1975), a alta densidade de drenagem, o relevo dissecado e a formação de vales na Amazônia seriam relíquias das épocas de pedimentação associadas às flutuações climáticas do Quaternário. Durante os períodos secos, ocorreria a dissecação do relevo, dado ao recuo da floresta e à sua substituição por coberturas vegetais menos densas. Cunha et al. (1975) sustentaram que a implantação da rede de drenagem é preferencialmente controlada pelas propriedades estruturais e mecânicas do manto alterado em ambientes tropicais.

Löffler (1977), através de observações na floresta tropical de Papua Nova Guiné, mostrou que incisão linear e outros processos físicos são elementos importantes na evolução superficial do relevo. Esse autor descreveu processos geomórficos como *piping* e *gullying* na parte norte da área estudada, onde a precipitação anual foi grande e o grau de dissecação do relevo era maior que na parte sul, que possuía precipitação menor. Tais observações sugerem que a eficiência da erosão está relacionada com a precipitação e o fluxo das águas na superfície.

Herwitz (1981) realizou estudos na Península Osa, Costa Rica, onde verificou que o padrão de drenagem das regiões tropicais, com profundo manto de intemperismo, não está relacionado com mudanças climáticas ou de vegetação, mas sim com a estruturação do embasamento geológico (falhas e fraturas). Tais feições definiriam áreas de atuação intempérica preferencialmente mais intensa, levando ao alargamento e à incisão mais profunda dos vales, pela ação de processos de *piping* e *gullying*. Por outro lado, Rumsey (1971) afirma que o reflexo de sistemas de fraturas do embasamento geológico



desenvolvidos em coberturas pouco consolidadas nem sempre se manifesta através da implantação de vales. Esse autor mostrou que traços superficiais dessas fraturas dificilmente podem ser observados em campo, sendo, no entanto, evidentes em fotografias aéreas, podendo se manifestar como alinhamento de árvores ou como variações na tonalidade da vegetação. Em áreas onde lineamentos fotogeológicos puderam ser constatados em escala de afloramento foi comprovado o seu relacionamento com fraturas do embasamento.

Albright (1991) descreveu que termos como *piping* e *gullying* são usados para processos subsuperficiais de erosão e escoamento de água. Esses processos podem ocorrer nas paisagens naturais devido a efeitos mecânicos (e. g., carreamento de minerais), geoquímicos (dissolução de minerais) ou biológicos (escavações feitas por animais). Estes tipos de processos foram observados em muitos regimes climáticos e geológicos, e sob várias condições de vegetação. Jones (1987) sustentou que *piping* e *gullying* não são estudados adequadamente para permitir conclusões sobre seu significado geomorfológico em regiões úmidas. Segundo esse autor, algumas pesquisas forneceram um corpo de conhecimento indicativo de que tais processos, que geralmente ocorrem juntos e contribuem significativamente para retirada de material superficial e para a incisão linear, são independentes do nível de base local e necessitam de uma alta condução hidráulica.

Berger (1994) comentou que a diferença de permeabilidade entre estruturas em subsuperfície e camadas inconsolidadas de sedimentos torna-se o ponto focal do fluxo de água subterrânea. Esse fluxo resultaria no início de processos geomórficos, como *gullying* e principalmente *piping*, e no desenvolvimento de feições anômalas de drenagem.

### **3.2 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)**

O SRTM foi um projeto coordenado pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e pela *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA) do Departamento de Defesa dos Estados Unidos (DOD) em articulação com as agências

espaciais da Alemanha e da Itália. O objetivo foi produzir dados topográficos digitais para 80% da área terrestre do planeta, entre as latitudes 60°N e 56°S (FIGURA 3.1).

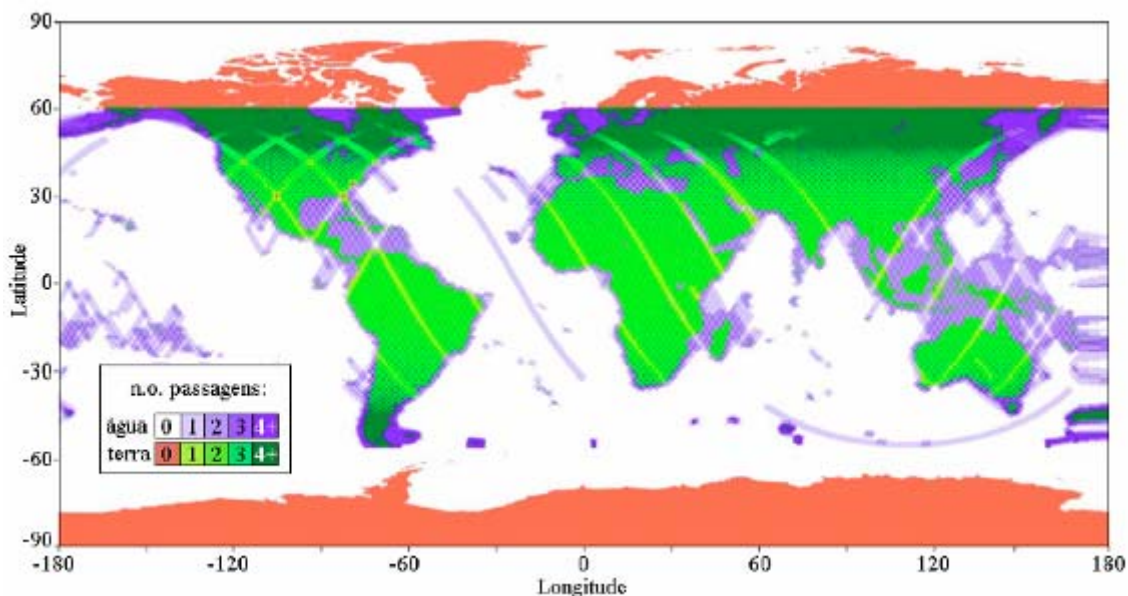


FIGURA 3.1 - Distribuição da cobertura e número de passagens da SRTM.

FONTE: Valeriano (2002).

O sobrevôo do ônibus espacial *Endeavour*, veículo espacial utilizado para a missão, ocorreu no período de 11 a 22 de fevereiro de 2000, numa órbita de 233 km de altitude e com inclinação de 57°, durante o qual foram percorridas 16 órbitas por dia, num total de 176 órbitas, das quais 159 foram usadas para traçado operacional. Essa duração limitada da missão (159 órbitas de aquisição) conduziu a uma separação de traçados ascendentes no equador de aproximadamente 210 km, o que levou o projeto a ter uma faixa imageada de 225 km (Rabus et al., 2003). Quatro subfaixas foram imageadas periodicamente, quase que simultaneamente, com ângulo de incidência variando de 17° a 65° e diferentes polarizações (HH e VV). A geometria de aquisição dos dados é ilustrada na FIGURA 3.2.

O SRTM realizou de uma a quatro passagens, com resolução de 30m (a rigor, em coordenadas geográficas, como 1 arco segundo, ou 1'', ou ainda 0,000277°) para os Estados Unidos e planejados com 90m (a rigor, 3'' ou 0,000833°) para o resto do

mundo. O datum e o elipsóide de referência são WGS84, com dados de  $z$  em metros inteiros (Rabus et al. 2003, NASA, 2006).

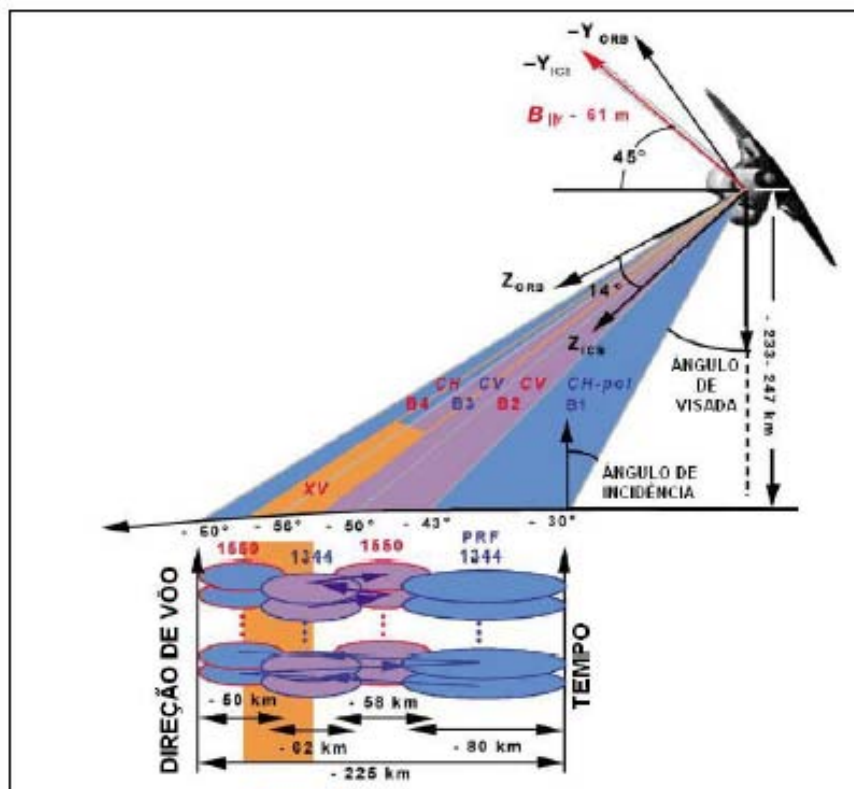


FIGURA 3.2 - Geometria de aquisição dos dados SRTM

FONTE: Oliveira (2005).

O SRTM coletou dados através de um SAR Interferométrico (InSAR). A Interferometria combina imagens SAR registradas por duas antenas colocadas em posições diferentes, procedimento conhecido como *single-pass*, ou uma mesma antena registrando a cena em tempos distintos, conhecido como *repeat-pass* (FIGURA 3.3). A técnica consiste em utilizar a informação de diferença de fase entre medidas de *range* (distância) para pontos comuns em um par de imagens SAR. A diferença de fases identifica a contribuição da fase causada pela morfologia do terreno ou por variações deste. Em contrapartida, a diferença de fase entre *pixels* correspondente de duas imagens SAR co-registradas resulta, devido a mudanças nas medidas de *range* (distância), num padrão de franja conhecido como interferograma. O interferograma

contem informação sobre a topografia e eventualmente suas variações temporais (Catani et al., 2004; Toutin e Gray, 2000).

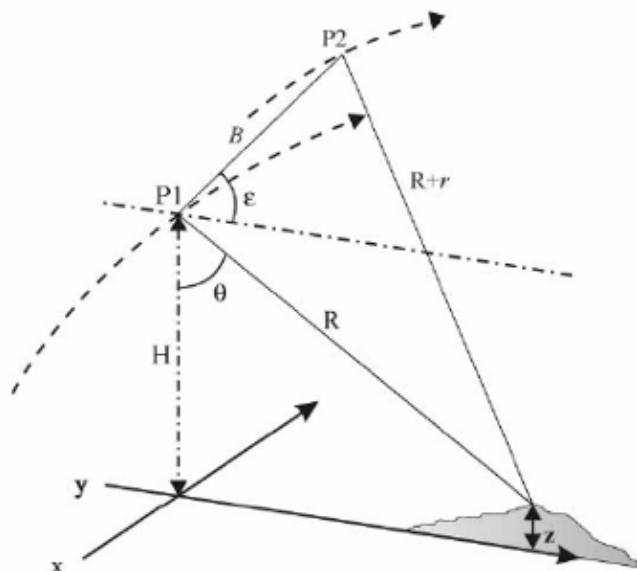


FIGURA 3.3 - Relação geométrica entre duas antenas (posições P1 e P2) que utilizaram interferometria para extração de informação topográfica.

FONTE: Adaptada de Kervyn (2001).

No SRTM, o sinal refletido por determinado ponto da superfície do terreno chega em tempos diferentes em duas antenas para bandas C e X, uma colocada na balsa de carga do ônibus espacial e a outra na extremidade de um braço mecânico de 60 metros de comprimento (FIGURA 3.4). Os dados da banda C, com comprimento de onda ( $\lambda$ ) de 6 cm, foram processados no JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) e os dados da banda X, com comprimento de onda de 3,1 cm, no Centro Aeroespacial da Alemanha (DLR) (NASA, 2006).

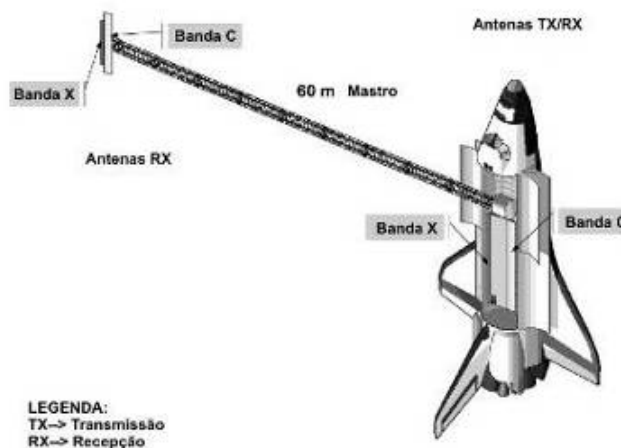


FIGURA 3.4 - Configuração esquemática do sistema SRTM.

FONTE: Adaptada de Rabus et al. (2003).

Os movimentos dos sensores causados pela oscilação do mastro influenciaram consideravelmente as observações do radar. Através do sistema AODA (*Attitude and Orbit Determination Avionics*), que fez parte da carga útil da missão, desenvolvido pelo JPL, a posição dos sensores para cada uma das imagens foi conhecida precisamente por meio de medidas da linha de base, mas foi necessário um ano para melhorar o conjunto de dados de atitude e corrigir alguns erros (Werner, 2001).

O sistema AODA foi desenvolvido para garantir que as medidas da linha de base interferométrica, atitude e posição atingissem os níveis desejados de precisão (2 mm, 9 arco-segundos e 1 m respectivamente), para a obtenção de medidas precisas da elevação do terreno (Duren et al., 1998).

Bourgine e Baghdadi (2005) avaliaram a precisão do DEMSRTM através da comparação com dados de elevação a laser adquiridos por levantamento aéreo em áreas, com densa e ausente de cobertura vegetal na Guiana Francesa. Eles calcularam um erro médio em torno de 2,3 m em regiões com altitudes inferiores a 40 m, correspondendo principalmente a áreas descobertas, e 8,3 m para áreas com altitudes superiores a 40 m, relacionadas a terrenos com densa cobertura vegetal. Segundo esses autores, os erros

aumentam quase linearmente com a inclinação do terreno, sendo que as inclinações tendem a ser atenuadas, especialmente as em maiores altitude.

Para Oliveira (2005), que avaliou DEMs gerados a partir de sensores orbitais distintos na região da Serra do Carajás, o mosaico de DEMSRTM foi aprovado no teste de precisão para o PEC (Padrão de Exatidão Cartográfica) classe A, para altimetria de escala 1:100.000. Já as curvas-de-nível com equidistância de 50 metros assim geradas estão próximas das formas das curvas obtidas a partir do DEM das cartas topográficas e com a mesma variação de cota mínima e máxima.

Catani et al. (2004) comentam que a acurácia do DEM derivado da técnica interferométrica depende da configuração interferométrica e do nível de ruído do interferograma. A acurácia do conjunto de dados SRTM é afetado principalmente pelo *speckle*. O *speckle* é um ruído multiplicativo proporcional à intensidade do sinal recebido que altera os valores de elevação do dado (Hanssen, 2001).

Os dados da SRTM com 30 metros de resolução espacial apresentam acurácia planimétrica de 20 metros (para erro circular com 90% de confiança) e acurácia altimétrica de 16 metros (para erro linear com 90% de confiança) (NASA, 2005).

### **3.3 Imagens RADARSAT**

O RADARSAT-1 é o satélite que traz a bordo um radar de abertura sintética, desenvolvido pela Agência Espacial Canadense e lançado pela NASA em novembro de 1995. Sua órbita possui uma altitude de 797,6 km, com uma inclinação de 98,6° sobre o plano do equador e disposição hélio-síncrona, com repetição cobertura a cada 24 dias (RADARSAT International, 1999).

Ele opera no espectro das microondas em banda C (5,6 cm de comprimento de onda ou 5,3 GHz de frequência), polarização horizontal paralela (HH) e antena com controle eletrônico que possibilita vários modos de aquisição (*Standard, Wide, Fine, ScanSAR e Extended*). Existem opções de variação do ângulo de incidência entre 10° a 60° com

larguras de faixas imageadas de 50 a 500 km e resoluções nominais de 8 a 100 metros, dependendo do modo de aquisição (FIGURA 3.5) (RADARSAT International, 1999).

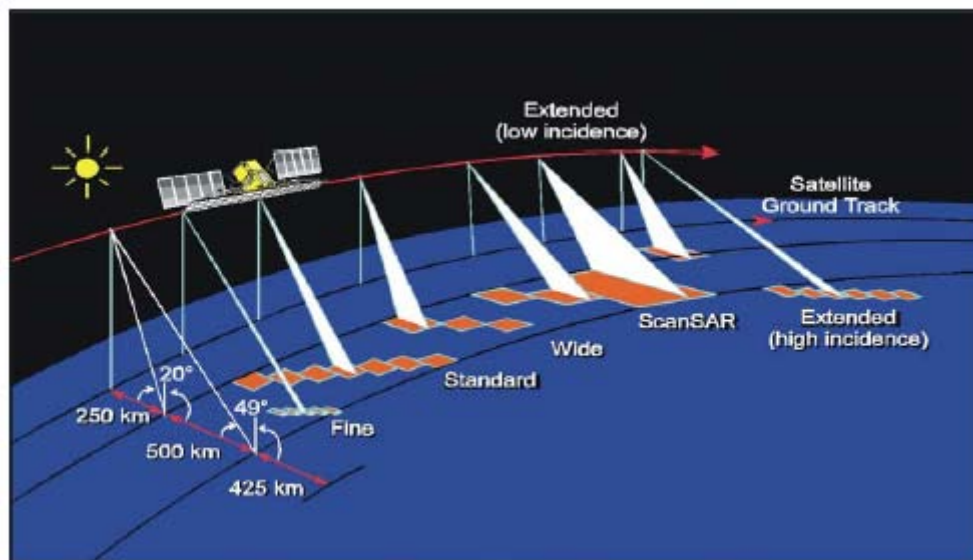


FIGURA 3.5 - Modos de operação do RADARSAT-1.

FONTE: RADARSAT International (1999).

### 3.4 Dados Geofísicos

#### 3.4.1 Magnetometria

O campo magnético da Terra medido em sua superfície corresponde à sobreposição de três componentes distintas: a primeira tem por origem o núcleo externo e designa-se por campo magnético principal; a segunda está associada aos fenômenos físicos que ocorrem na ionosfera e no exterior da Terra e designa-se por campo externo; a terceira tem por fonte as formações geológicas (crosta e, eventualmente, parte do manto superior) e designa-se por campo crustal (Miranda, 2005).

Três parâmetros descrevem o campo magnético terrestre em um dado ponto: a intensidade, a inclinação e a declinação magnética. A declinação pode ser definida como o ângulo que cada ponto do meridiano geográfico faz com meridiano magnético. A inclinação corresponde ao ângulo das linhas de força do meridiano magnético com o plano que é tangente à Terra no ponto de observação (Luiz e Silva, 1995).

O modelo matemático do campo magnético mais utilizado é denominado IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) e aprovado quinqüenalmente pela IAGA (*International Association for Geomagnetism and Aeronomy*). Inicialmente tal aprovação se dá de forma provisória (PGRF), posteriormente é revista (IGRF) e depois assume caráter definitivo (DGRF). A necessidade de realizar estas revisões deve-se à existência de uma importante variação secular do campo magnético (Miranda, 2005).

O campo magnético principal pode ser removido dos valores do campo magnético medido na superfície da Terra utilizando o modelo matemático do tipo IGRF. Por outro lado, o campo externo pode ser removido realizando médias temporais, em relação aos efeitos da ionosfera e os devidos à interação com o espaço exterior, sobre os dados observados. Ao valor residual que representa a influência crustal é denominado de campo magnético anômalo (Miranda, 2005).

O campo magnético anômalo é atribuído essencialmente a variações laterais de magnetização das rochas que contêm uma variedade de minerais com propriedades magnéticas distintas. Os minerais magnéticos podem ser resumidos a três classes, ou seja, diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos, onde cada um deles dá a sua contribuição para a susceptibilidade magnética. Se os minerais ferromagnéticos estão presentes, estes dominam as propriedades magnéticas das rochas, desde que se encontrem a uma temperatura inferior à de Curie, que marca a perda das propriedades magnéticas dos materiais, sendo constante para cada substância. Os minerais ferromagnéticos mais comuns são os óxidos de ferro, magnetita e hematita (Miranda, 2005).

#### **3.4.1.1 Gravimetria**

A Lei da Gravitação Universal de Newton postula que uma força atuando entre duas partículas de massas  $M_1$  e  $M_2$ , separadas por uma distância  $R$ , é diretamente proporcional ao produto das massas e inversamente proporcional ao quadrado das distâncias entre os centros de massa:

$$F = G (M_1 M_2)/R^2;$$



onde  $F$  é a força de atração entre  $M_1$  e  $M_2$ ,  $G$  é a constante gravitacional universal ( $6,672 \times 10^{-8}$  dina . cm<sup>2</sup> / g<sup>2</sup>, sistema cgs).

Os levantamentos gravimétricos medem as variações da aceleração da gravidade na superfície da Terra, ou acima dela, resultantes da força de atração devida à sua massa e da força centrífuga relacionada ao seu movimento de rotação. Embora essas variações sejam pequenas, elas podem ser detectadas, permitindo deduções sobre a densidade e a forma de corpos em subsuperfície. Como referência para as medidas dessas variações, utiliza-se uma superfície equipotencial simples e suave, o esferóide, cuja forma assemelha-se a um elipsóide de revolução, denominado elipsóide de referência. Pequenas variações nas densidades das rochas em subsuperfície são medidas por esta técnica, que, juntamente com a magnetometria, faz parte dos métodos potenciais em geofísica (Telford, 1976; Torres, 1998).

A magnitude da gravidade na Terra depende basicamente de cinco fatores: latitude, altitude, topografia dos terrenos circundantes, marés e variações de densidade na subsuperfície. A exploração gravimétrica se interessa pelas anomalias causadas pelo último fator citado, as quais são expressas por sua forma e amplitude, dependentes da profundidade, contraste de densidade e volume (extensão lateral e relevo vertical) das fontes causadoras. Quanto mais profunda for a fonte causadora da anomalia, mais distribuída espacialmente ela ficará e menor será sua amplitude (Castilho, 2005; Telford, 1976). Os outros fatores mascaram as anomalias gravimétricas de interesse nos estudos geológicos, por isso a necessidade de implementação das correções descritas a seguir (Telford, 1976; Vasconcellos, 1994):

1- Correção do terreno: executada para compensar o efeito da atração dos materiais sobrepostos à estação de medida, como também dos vales abaixo;

2- Correção de Eötvös: com os avanços tecnológicos, foi possível medir a gravidade utilizando veículos como barcos e aviões. Entretanto, esse movimento faz com que a aceleração centrífuga e a atração gravitacional variem e tais variações são relacionadas ao componente vertical da aceleração, o qual depende da velocidade e direção do movimento;

3- Correção de Latitude: esta correção se faz necessária porque a Terra não possui uma forma esférica perfeita. Sua forma verdadeira resulta de um equilíbrio entre a força gravitacional, que tende a mantê-la na forma esférica, e a força centrífuga, causada pela rotação da Terra, que tende a achatá-la;

4- Correção de ar livre: como a gravidade varia inversamente com o quadrado da distância ao centro de massa da Terra, as medidas têm que ser corrigida para as mudanças de elevação entre estações;

5- Correção de Bouguer: leva em consideração a atração gravitacional do material situado entre a superfície de referência e a elevação de onde foi feita a medição.

Os valores medidos de gravimetria correspondem a um somatório dos efeitos produzidos por diversas fontes em subsuperfície. Por isso, diferentes técnicas de interpretação, como análise dos contornos isogálicos e realce por técnica de filtragem, são necessárias para separar os efeitos de superposição e para diminuir a ambigüidade da interpretação.

Luiz e Silva (1995) comentaram que contornos isogálicos alongados crescentes e com variação do gradiente horizontal (contornos crescentes largamente espaçados, passando a bem menos espaçados e voltando a largamente espaçados) estão comumente relacionados a falhas. Já contornos fechados aproximadamente simétricos podem ser associados a maciços de rochas intrusivas, enquanto contornos fechados e alongados podem estar relacionados a eixos de dobramentos ou intrusões discordantes do tipo dique.

Rostirolla et al. (2000), estudando a Bacia do Paraná para o mapeamento de discontinuidades do relevo gravimétrico, consideraram bruscas flexões nas linhas isogálicas e variações de gradiente como indicativas de zonas de falha. Além disso, algumas técnicas de realce, como análise dos resíduos da superfície de tendência de 3ª ordem, sombreamento de relevo e aplicação da segunda derivada direcional, também foram por eles empregadas para corroborar a interpretação das feições traçadas manualmente.

Castilho (2005) realizou diferentes filtragens (2ª derivada vertical do campo gravitacional, sinal analítico e filtragem de comprimentos de onda) em dados gravimétricos das bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha. Esse autor realçou o mapa gravimétrico Bouguer com um filtro Gaussiano Passa Banda, o qual se mostrou mais eficaz na separação das anomalias regional e residual, com diferentes limites. Segundo o citado autor, o intervalo de profundidade que se deseja enfatizar depende dos objetivos da interpretação; o fator fundamental para a investigação é o conhecimento da geologia da área. Os efeitos causados por uma massa anômala rasa possuem normalmente um comprimento de onda pequeno, que pode ser removido através de filtragem. Massas localizadas em regiões profundas são chamadas de regionais e possuem comprimentos de onda grandes.

### **3.5 Fundamentos da Análise Geomórfica**

#### **3.5.1 Extração da Rede de Drenagem**

Diversos métodos podem ser empregados para extração automática da rede de drenagem a partir de um modelo de elevação digital (DEM). Deffontaines e Chorowicz (1991) definiram rede de drenagem como composta por superfícies contíguas com inclinações ascendentes em todas as direções exceto no sentido do fluxo hidrológico podendo ser cobertas com água temporária ou permanente. Estes autores propuseram a procurar por singularidades, tais como vertentes ou talvegue, as quais serviriam para estabelecer um algoritmo a fim de definir o fluxo a partir das inclinações do trajeto e dos grandes gradientes.

Martz e Garbrecht (1992) desenvolveram o modelo TOPAZ, que identifica uma rede de drenagem totalmente conectada, convergente e unidirecional mesmo para pequenas inclinações. Meisels et al. (1995) e Riazanoff et al. (1988) utilizaram um método conhecido como algoritmo de esqueletização em vários níveis. Esse algoritmo extrai a rede de drenagem por um processo de busca contínua em caminhos de mesma elevação, produzindo uma série de esqueletos que formarão os fluxos da rede. Jordan et al. (2005) utilizaram o modelo TOPAZ e aplicaram o algoritmo de esqueletização para corrigir canais paralelos errôneos e a ausência de comunicação entre canais.

Douglas (1986) fez uma excelente descrição de técnicas para definição de canais, vertentes e outras feições hidrológicas a partir de um DEM. Estas técnicas são baseadas na operação de vizinhos mais próximos, onde os cálculos e decisões para um *pixel* levam em consideração os oitos *pixels* espacialmente adjacente.

Curkendall et al. (2003) e Kervyn (2001), utilizando o método D8 como descrito por Jenson e Domingue (1988), extraíram a rede de drenagem de um DEM gerado por imagens InSAR,. O algoritmo, o mesmo empregado pelo programa PCIGeomatics 10.0, determina as direções de fluxo para cada *pixel* de uma imagem *raster* com base nas cotas desses *pixels* (DEMSRTM). Desde modo, a direção de fluxo de um determinado *pixel* é estabelecida procurando o *pixel* vizinho que proporcione a maior declividade (diferença de cota/distância).

A FIGURA 3.6 demonstra a situação mais simples, onde todos os *pixels* vizinhos têm cota inferior ao do *pixel* estudado, e existe somente um *pixel* vizinho que apresenta a maior declividade. Inúmeras regras são utilizadas para diferentes situações como preenchimento de depressões simples, ou quando mais de um *pixel* vizinho apresenta declividades iguais, ou quando um grupo de *pixels* apresentam cotas inferiores às dos *pixels* do entorno, não apresentando saída imediata (regiões planas) (Jenson e Domingue, 1988).

Um dos planos de informação requeridos para a modelagem hidrológica consiste nas áreas acumuladas de drenagem - a área drenada total por cada célula do modelo. Após obter as direções de fluxo de todas as células, o programa PCIGeomatics 10.0 parte de cada uma das células e segue a direção do escoamento até sair da imagem. A cada célula encontrada pelo caminho, é adicionada a sua área de drenagem a área da célula de partida, sendo essa área calculada em função das coordenadas geográficas da sua posição (Jenson e Domingue, 1988). A última fase desse processo é a transferência da informação de linha do *raster*, que representa a rede de drenagem, para o formato vetor (Greenlee, 1987).

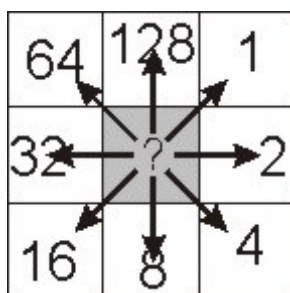


FIGURA 3.6 - Indicação das 8 direções de fluxo possíveis para um determinado pixel, com o código usado.

FONTE: Adaptada de Jenson e Domingue (1988).

Falorni et al., (2005) realizaram a comparação quantitativa, através do cálculo da área da bacia, máximo e total comprimento dos canais, a densidade de drenagem e distância média de separação dos canais, da extração automática da drenagem de DEMs derivados do SRTM e do disponível no USGS. Os resultados indicaram que em terrenos com relevo baixo a médio, os erros foram menores que em superfícies com relevo alto e montanhoso. Esses autores destacam que em regiões de baixa declividade, as maiores diferenças entre as duas rede de drenagem extraídas ocorrem em áreas de várzea dos rios, onde a distância média de separação dos canais atingem até 65 m.

Jenson e Domingue (1988) compararam quantitativamente e qualitativamente a extração da rede de drenagem automaticamente como a extração manual oriundas de DEMs com escala de 1:250.000 e 1:24.000. Os resultados indicam que para 97% da drenagem extraída manualmente coincide com a extraída automaticamente para escala de 1:250.000, e 98% de coincidência para escala de 1:24.000.

### 3.5.2 Classificação Descritiva e Genética da Rede de Drenagem

Dependendo do contexto geológico-geomorfológico em que se desenvolvem, os cursos d'água que compõem a rede de drenagem podem ser classificados em: conseqüente, subsequente, reseqüente, obseqüente e inseqüente. Os rios conseqüentes são aqueles cujo curso foi determinado pela declividade da superfície terrestre, em geral coincidindo com a direção do mergulho principal das camadas. Os corpos d'água subsequentes são aqueles cuja direção de fluxo é controlada pela estrutura geológica, acompanhando

sempre uma zona de fraqueza, tal como o acamamento sedimentar, falhas ou juntas. Nas áreas sedimentares, correm perpendiculares (*strike*) à inclinação principal das camadas (*dip*). Os rios obseqüentes correm em sentido inverso à inclinação das camadas ou à inclinação original dos rios conseqüentes. Os cursos d'água resseqüentes são aqueles que nascem na mesma direção dos rios conseqüentes, porém em um nível mais baixo. Os rios inseqüentes estabelecem-se quando não há uma orientação geral pré-estabelecida, ou seja, quando nenhum controle geológico se torna visível na disposição espacial da drenagem (Christofolletti, 1980).

A análise das propriedades texturais da rede de drenagem é uma importante ferramenta na interpretação fotogeológica, principalmente em áreas de baixo relevo com densa cobertura vegetal e de solo (Berger, 1994; Howard, 1967). Essas propriedades (densidades, alinhamentos, lineações, angularidade, tropia, assimetria e uniformidade) servem como guia para identificação de anomalias para o mapeamento de estruturas expostas e/ou em subsuperfície, além de fornecer informações sobre neotectônica, subsidência diferencial ou mudanças no regime hidrológico (Deffontaines e Chorowicz, 1991; Raymond et al., 1994; Veneziani e Anjos, 1982). Anomalias podem ser definidas como uma mudança local do comportamento regional, na qual a composição do padrão de drenagem principal envolve um pequeno enclave de um outro padrão (Howard, 1967; Soares et al., 1982).

Raymond et al. (1994) aplicaram uma classificação dos padrões e anomalias de drenagem na área de Gabian-Pézenas, sul da França, para prospecção de hidrocarbonetos. Usando esta classificação, proposta por Deffontaines e Chorowicz (1991), os citados autores primeiramente estabelecem uma ordem de evolução dos padrões de drenagem classificados por Howard (1967). Esta ordem é estabelecida considerando a inclinação do terreno e composição da superfície para encontrar a relação entre diferentes padrões de drenagem e entender sua evolução (TABELA 3.1).

TABELA 3.1 - Classificação genética da rede de drenagem. Ho= homogeneidade; He= heterogeneidade.

	<b>HORIZONTAL</b>		<b>INCLINADO</b>
Rede de Drenagem Inicial	Ho	Amorfo Cástico	Anastomótico Distributário Radial Centrípeto
	He	Reticular	Dicotômico
Rede de Drenagem Desenvolvida	Ho	Dentrítico	Paralelo
	He	Angular Treliça Contorcido Anelar	
Rede de Drenagem Avançada	Entermórfico		
Rede de Drenagem Composta	Palimpsesto Pinado		

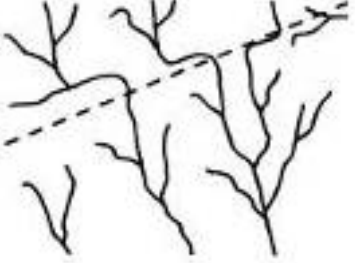
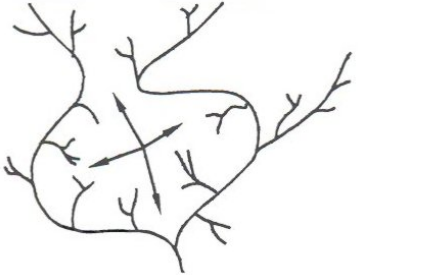
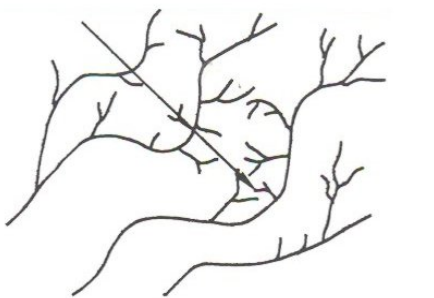

FONTE: Adaptada de Deffontaines e Chorowicz (1991) e Miller e Miller (1961).

Os diferentes padrões de drenagem utilizados na classificação foram descritos por Deffontaines e Chorowicz, 1991; Miller e Miller, 1961; Ricci e Petri, 1965, entre outros.

Nesta classificação, o elemento homogêneo compreende superfícies constituídas por uma única litologia (ou por seqüências homogêneas de unidades com rápidas e regulares alternâncias), onde não ocorre a influência de planos de acamamento, juntas e fraturas. Alternativamente, superfícies heterogêneas compreendem grandes variações laterais na litologia ou importantes descontinuidades estruturais (Deffontaines e Chorowicz, 1991).

A partir da classificação genética, são definidas anomalias ou perturbações locais com caráter principalmente circular ou retilíneo. Na TABELA 3.2, é mostrada a classificação descritiva de anomalias de rede de drenagem adaptada de Berger (1994), Deffontaines e Chorowicz (1991) e Howard (1967).



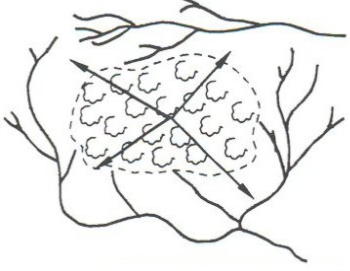

TABELA 3.2 - Classificação descritiva de anomalias de rede de drenagem.

TIPO	MORFOLOGIA
Retilinearidade	
Divergência anormal	
Arcos concêntricos	
Padrão radial	

(continua)



TABELA 3.2 – Conclusão

<p>Ampliação ou encurtamento de vales</p>	
<p>Arcos simples</p>	
<p>Densa vegetação: não reportada para vales.</p>	
<p>Lineações interrompidas por arcos</p>	

FONTE: Adaptada de Berger (1994), Deffontaines e Chorowicz (1991) e Howard (1967).

Os padrões anômalos da rede hidrográfica caracterizados pela retilinearidade dos cursos d'água geralmente são relacionados a lineações de drenagem, quando constituem elementos individuais. Alinhamentos de drenagem encontram-se relacionados à disposição em linha reta desta lineações (Soares e Fiori, 1976). Contudo, para a exploração de hidrocarbonetos em bacias sedimentares intracratônicas, onde não há

evidências marcantes de dobras em superfície (Miranda, 1984), a identificação de domos e outras estruturas arqueadas deve ser alvo de atenções especiais.

### **3.5.3 Influência da Topografia na Definição de Anomalias Morfoestruturais de Drenagem**

De um modo geral, duas linhas de abordagem se destacam no estudo de anomalias morfoestruturais de drenagem. A primeira delas, discutida em Soares e Fiori (1976) e Soares et al. (1982), tem sido empregada no Brasil, dentre outros por Beisl (1996), Miranda (1984), Miranda e Babinski (1986), Miranda e Boa Nova (1986) e Torres (1998). Essa abordagem, de natureza semi-quantitativa, compara através de fatores de confiabilidade e similaridade, quanto uma anomalia morfoestrutural identificada em imagens de sensoriamento remoto assemelha-se a um modelo ideal. A segunda abordagem, seguida por Aghassy e Berger (1981), Berger (1994) e Chauvaud e Delfaud (2002), analisa expressões geomórficas de estruturas dobradas levando em consideração os elementos de drenagem, a declividade e o grau de exposição dessas estruturas à erosão. Nos tópicos a seguir, são discutidos sucintamente os fundamentos dessas duas abordagens.

#### **3.5.3.1 Análise Semi-quantitativa**

Miranda (1984) adaptou às características da região amazônica, a metodologia proposta por Soares e Fiori (1976) e Soares et al. (1982) para a identificação de configurações anômalas na rede hidrográfica controladas por estruturas em subsuperfície. O modelo indica que estruturas dômicas ou depressões controlam formas anômalas anelares de drenagem que estão concordantes com o acamamento sedimentar. As formas anômalas radiais de drenagem também ocorrem nas morfoestruturas como reflexo de controle estrutural; se isolados, podem ser apenas uma expressão puramente topográfica (divergência dos elementos de drenagem a partir do ponto mais alto, como por exemplo, um relicto erosional). No primeiro caso, podem significar fraturamento radial ou mergulho de camada, ambos desenvolvidos em estruturas dômicas. Indicações de assimetria pela conjugação de formas anelares e radiais permitem inferir que tipo de

estrutura está presente, uma vez que assimetrias divergentes indicam domos e convergentes refletem depressões (FIGURA 3.7).

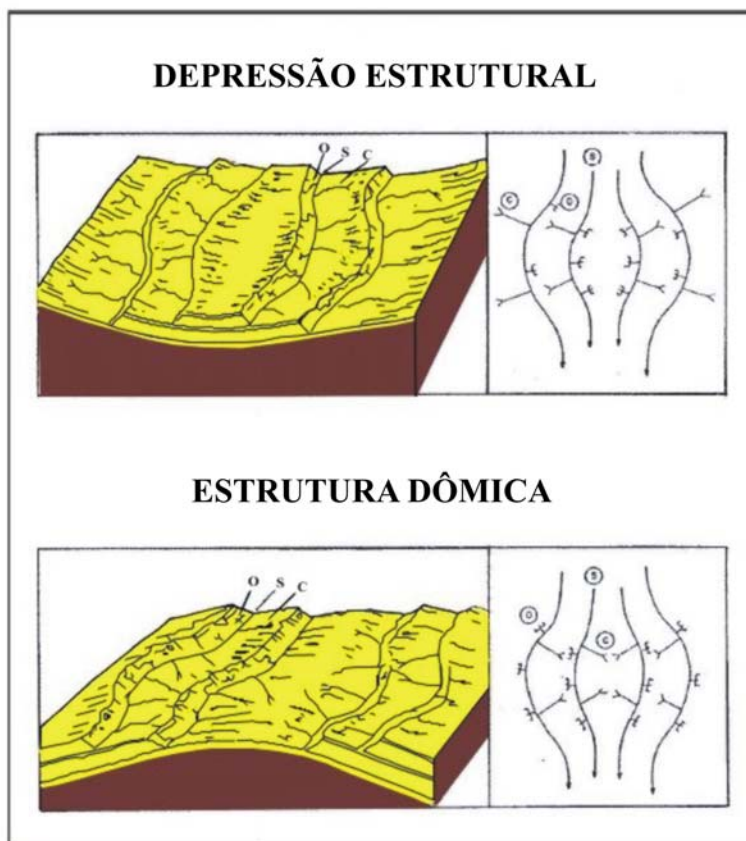


FIGURA 3.7 - Modelos de domos e depressões estruturais. S - Drenagem subsequente; C - Drenagem Consequente; O - Drenagem Obsequente.

FONTE: Adaptada de Miranda (1984).

Com o intuito de caracterizar as anomalias morfoestruturais de um modo não subjetivo, Miranda (1984) utilizou dois parâmetros quantitativos definidos por Soares et al. (1982). Tais parâmetros relacionam anomalias morfoestruturais de drenagem aos modelos ideais da FIGURA 3.7 e são designados por Fatores de Confiabilidade e Similariedade:

- Fator de Confiabilidade ( $F_1$ ): indica a intensidade de estruturação dos elementos de drenagem que compõem a anomalia morfoestrutural. Na determinação deste fator, para a forma anelar, o parâmetro observado é o grau de curvatura dos

elemento. Para as formas assimétricas e radiais, leva-se em consideração a retilinidade, a angularidade de confluência e a extensão dos cursos d'água, como indicado na FIGURA 3.8;

- Fator de Similariedade ( $F_2$ ): medida de organização dos elementos de drenagem da anomalia morfoestrutural. Esse fator é o resultado da classificação das formas anelares, assimétricas e radiais que a compõem em quatro categorias de estruturação, como pode ser visto na FIGURA 3.9. Tal figura foi adaptada considerando apenas anomalias morfoestruturais de interesse exploratório (alto morfoestrutural).







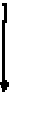
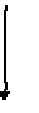







INTENSIDADE DE ESTRUTURAÇÃO	MUITO FORTE $F_1=1,0$	FORTE $F_1=0,8$	MODERADA $F_1=0,6$	FRACA $F_1=0,4$	MUITO FRACA $F_1=0,2$
<b>Anelar</b>					
<b>Radial</b>					
<b>Assimétrica</b>					

FIGURA 3.8 - Análise do Fator de Confiabilidade ( $F_1$ ) para formas anômalas de drenagem.

FONTE: Adaptada de Miranda (1984).

ESTRUTURAÇÃO DA FORMA	ESTRUTURA DOS ELEMENTOS			F <sub>2</sub>	CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL
	RADIAL	ANELAR	ASSIMÉTRICA		
SIMPLES INCOMPLETA				0,25	DOMO FALHADO
SIMPLES COMPLETA				0,50	DOMO
RAMIFICADA INCOMPLETA				0,75	DOMO
RAMIFICADA COMPLETA				1,00	DOMO

FIGURA 3.9 - Análise do Fator de Similaridade (F<sub>2</sub>) para formas anômalas de drenagem.

FONTE: Adaptada de Miranda (1984)

Miranda (1984) observou um tipo particular de anomalia morfoestrutural positiva (estrutura dômica) na região do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. Essa anomalia é constituída no mínimo por dois ramos curvos e convergentes de drenagem, possuindo afluentes com disposição assimétrica, sem associação com formas radiais. Segundo o autor, esse tipo de anomalia pode estar associada a um bloco basculado, caso em que ocorre dissimetria na distribuição dos cursos d'água de maior porte, conforme a FIGURA 3.10.

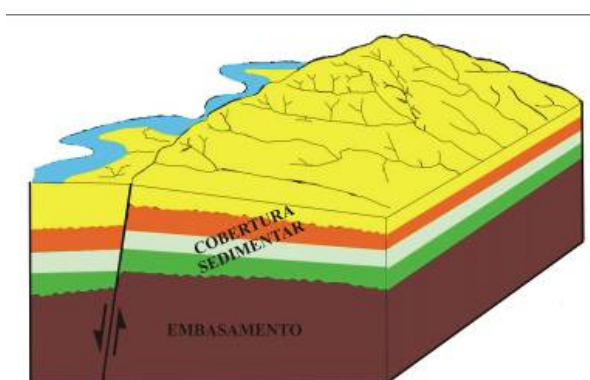


FIGURA 3.10 - Modelo de anomalia morfoestrutural (estrutura dômica) em bloco basculado, forma radial ausente.

FONTE: Adaptada de Miranda (1984).

Ainda segundo Miranda (1984), a determinação do Fator de Similaridade ( $F_2$ ) para esse tipo de feição anômala é efetuada com base na estruturação das formas de drenagem e na hierarquia fluvial (FIGURA 3.11).

ESTRUTURAÇÃO DA FORMA	ESTRUTURA DOS ELEMENTOS		$F_2$	HIERARQUIA FLUVIAL DO ELEMENTO DE DRENAGEM
	ANELAR	ASSIMÉTRICA		
SIMPLES INCOMPLETA			0,25	
SIMPLES COMPLETA	( )		0,50	
RAMIFICADA INCOMPLETA	(( ))		0,75	
RAMIFICADA COMPLETA	(( ( ))		1,00	

FIGURA 3.11 - Fator de Similaridade ( $F_2$ ) para anomalias morfoestruturais em bloco basculado.

FONTE: Adaptada de Miranda (1984)

A hierarquia fluvial consiste no processo de se estabelecer a classificação de determinado curso d'água no conjunto total da bacia hidrográfica na qual se encontra (Christofolletti, 1980). Esse critério proposto por Strahler (1952), determina que os canais menores, sem tributários, são considerados como de primeira ordem. Os canais de segunda ordem surgem da confluência de dois canais de primeira ordem, e só recebem afluentes de primeira ordem; os canais de terceira ordem surgem da confluência de dois canais de segunda ordem, podendo receber afluentes de segunda e primeira ordens. E assim sucessivamente.

O valor total do Fator de Similaridade ( $F_2$ ) para uma anomalia morfoestrutural é determinado pelo produto dos valores estimados, independentemente, para cada forma anelar, assimétrica e radial, de acordo com a FÓRMULA 4.1 (Miranda, 1984), ou no

caso de bloco basculado, o valor é obtido pelo produto dos valores individuais para as formas anelar, assimétrica e para a hierarquia fluvial, conforme a FÓRMULA 4.2:

$$F_{2total} = (F_{2anelar}) \cdot (F_{2radial}) \cdot (F_{2assimétrica}); \quad (4.1)$$

$$F_{2total} = (F_{2anelar}) \cdot (F_{2hierarquia}) \cdot (F_{2assimétrica}). \quad (4.2)$$

O valor total do Fator de Confiabilidade ( $F_1$ ) da anomalia é dado pela média aritmética dos valores de  $F_1$  para as formas anelar, assimétrica e radial com base na FIGURA 4.3 (Miranda, 1984). No caso de bloco basculado, é dado pela média aritmética para as formas anelar e assimétrica.

### 3.5.3.2 Expressões Geomórficas de Estruturas Dobradas

Aghassy e Berger (1981) e Berger (1994) estabeleceram uma terminologia básica para padrões de elementos de drenagem e declividade, visando à reconstrução topográfica de estruturas dobradas e levando em consideração estágios de erosão. Os elementos básicos deste modelo são mostrados na FIGURA 3.12 e descritos a seguir:

- a) Drenagens marginais subseqüentes: representam os maiores elementos de drenagem, que ajustam sua forma em volta do perímetro do domo, configurando um padrão circular;
- b) Drenagens conseqüentes radiais: formam padrão radial a partir do centro do domo e podem ser tanto coletadas por drenagens subseqüentes como fluírem diretamente para fora do domo;
- c) Drenagens subseqüentes secundárias: possuem padrão concêntrico e se desenvolvem ao longo de cuestas erodidas pelas drenagens conseqüentes na porção interior do domo;
- d) Drenagens obseqüentes: convergem para o centro do domo e, geralmente, são coletadas por uma drenagem central seguida de inversão da topografia;

- e) Inclinações isoclinais: são longas, com suaves inclinações controladas pelo mergulho dos planos de acamamento, podendo também envolver outras superfícies de erosão;
- f) Escarpas: são curtas e com fortes inclinações que fazem o contato litológico entre diferentes camadas erodidas, com declividade em direção à crista erodida do domo.

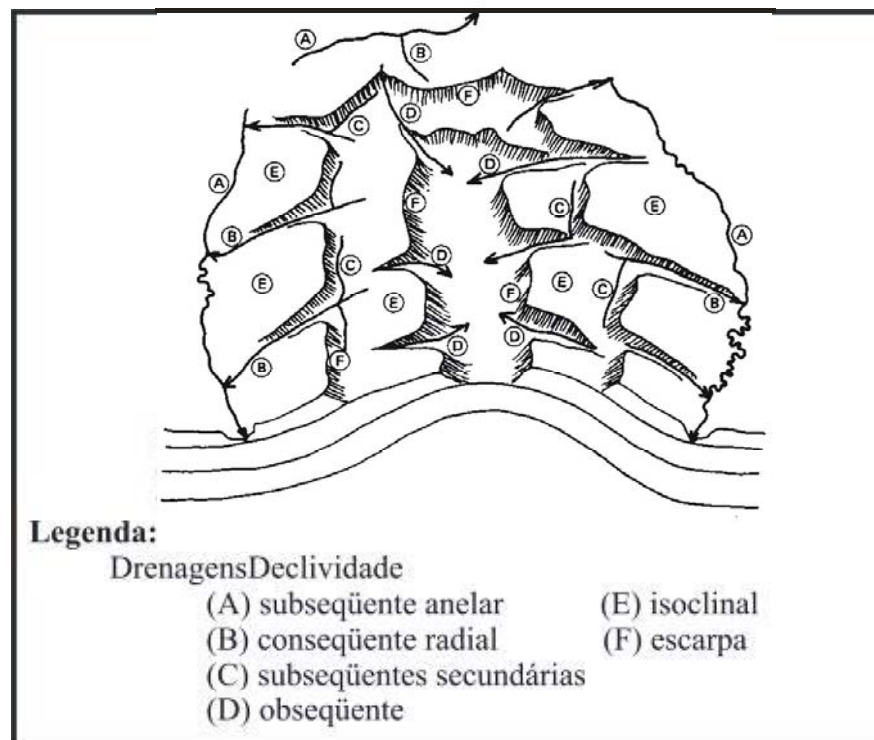


FIGURA 3.12 - Elementos básicos de declividade e drenagem de um domo idealizado.

Fonte: Adaptado de Berger (1994).

Berger (1982) utilizou esses elementos básicos para determinar o estágio de evolução erosional, reconhecendo três deles (FIGURA 3.13):

Estágio 1: Estágio relevo positivo

Neste estágio, o domo exibe topografia central alta, de onde partem inclinações longas e suaves até as drenagens subseqüentes. Estas se ajustam conforme o perímetro do domo e apresentam pouca ou nenhuma interrupção. As drenagens conseqüentes radiais são os



elementos dominantes dentro do domo, provocando dissecção ao longo das inclinações isoclinais. No fim desse estágio, uma nova categoria de drenagem começa a aparecer, na forma de tributários das drenagens consequentes radiais com confluência em ângulo reto, seguindo um padrão concêntrico. Essas drenagens são conhecidas como drenagens subseqüentes secundárias, ainda pouco numerosas neste estágio.

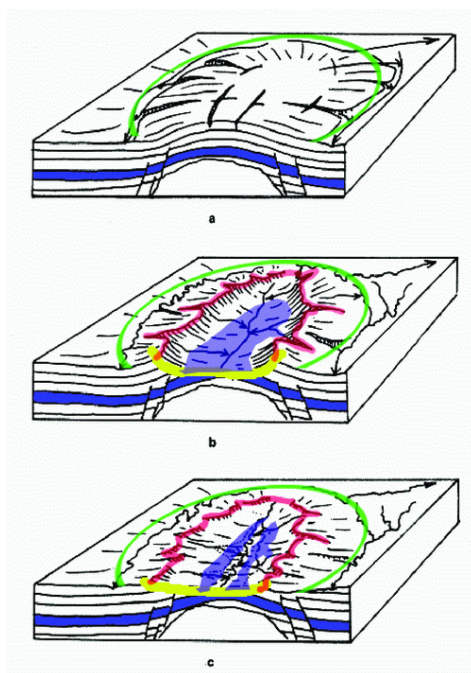


FIGURA 3.13 - Modelo de evolução de erosão: a) estágio de relevo positivo; b) estágio de erosão inicial; c) estágio de erosão avançada.

FONTE: Adaptada de Berger (1994).

#### Estágio 2: Estágio erosão inicial

O incremento da atividade erosiva no centro do domo resulta em inversão da topografia inicial, desenvolvendo uma acentuada depressão central. Isto é feito principalmente por uma ou duas drenagens consequentes dominantes. Além disso, ocorre o aparecimento de escarpas, como estruturas curtas e com forte declividade em direção ao centro da depressão, em oposição as isoclinais. Junto com essas estruturas, surge uma nova categoria de drenagem, conhecida como obseqüentes. Estas seguem a mesma direção

das escarpas para dentro da depressão central e, conforme vão se desenvolvendo, capturam gradualmente drenagens conseqüentes radiais.

### Estágio 3: Estágio de erosão avançada

O avanço da erosão provoca a expansão das drenagens obseqüentes, que acabam capturando a maior parte das drenagens conseqüentes. Na parte central, uma drenagem divide o domo em duas partes, ampliando sua área central. Este processo leva a um abaixamento substancial do relevo e arredondamento das formas, conduzindo a uma destruição de seu modelo original. No decorrer desse processo, a sedimentação extensiva produzida pelas drenagens obseqüentes de baixo gradiente pode provocar a ampliação da área central.

Definido o estágio de erosão das estruturas em superfície e identificados seus padrões de drenagem e declividade, essas informações podem ser usadas como guia para a reconstrução topográfica das anomalias morfoestruturais. Isto requer, no entanto, a reconstrução da geometria em superfície da estrutura geológica. Esse processo consiste de quatro passos, ilustrados na FIGURA 3.14.

1. Identificação, a partir de mapas geológicos, de unidades litoestratigráficas que servirão para determinar a camada guia para construção da expressão da estrutura geológica em superfície;
2. Neste passo, medidas de direção e sentido do mergulho da camada guia são obtidas em torno da estrutura. Na ausência de dados estruturais de campo, deve ser usado o sistema de três pontos para medidas quantitativas de direção e sentido do mergulho da camada guia;
3. Através de dados topográficos, linhas de contorno são desenhadas ao longo da camada exposta. A forma, espaçamento e elevação das linhas de contorno são guiados pelas medidas de direção e direção de mergulho da camada guia;

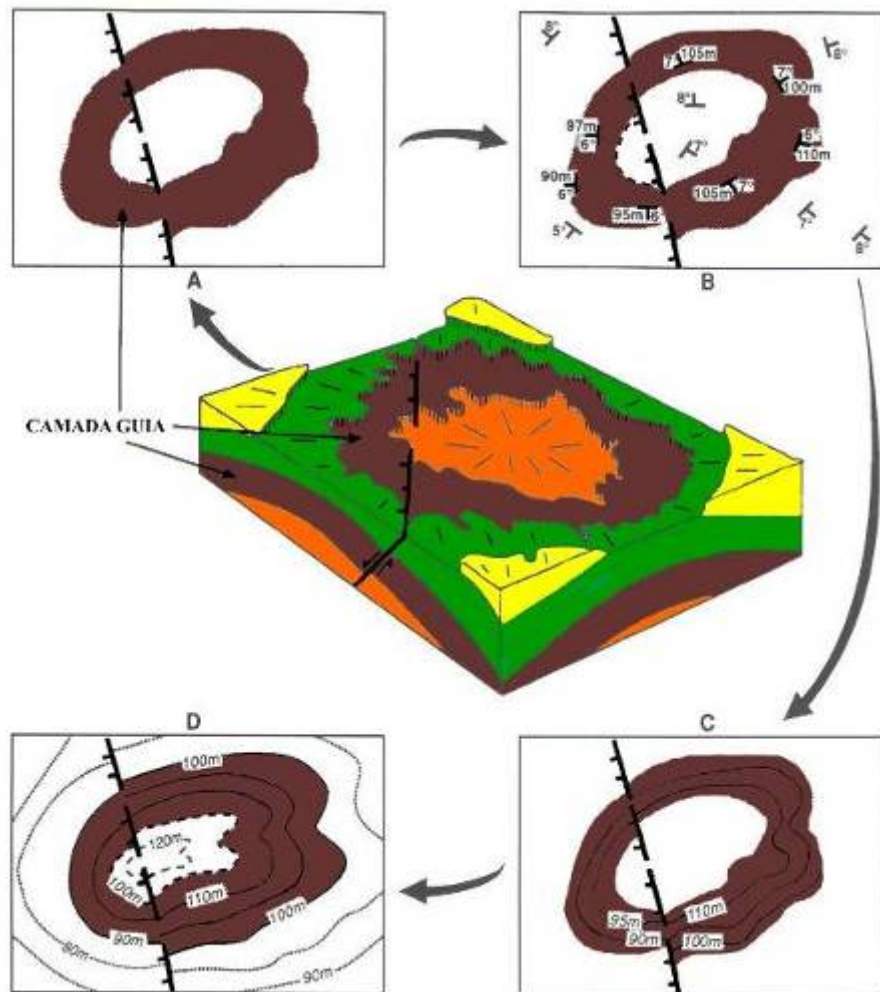


FIGURA 3.14: O Bloco diagrama utilizado para demonstrar os quatro pontos envolvidos na reconstrução topográfica de estruturas em subsuperfície. A) unidades litoestratigráficas são identificadas; B) medidas de atitude das camadas são obtidas; C) geometria de uma camada guia exposta é construída; D) camadas erodidas são reconstruídas e interpoladas com camadas remanescentes.

FONTE: Adaptada de Berger (1994).

4. Durante o passo final, as camadas erodidas são reconstruídas usando como guia medidas de direção e sentido de mergulho de camadas acima ou abaixo da camada guia.

Segundo Berger (1994), outros elementos estruturais como falhas também podem ser usados nesta reconstrução. O deslocamento vertical ao longo da linha de falhas dos

blocos pode ser refinado pelas medidas da diferença de elevação. Esse autor destaca ainda que a precisão da reconstrução e o nível de detalhamento da estrutura obtida dependem do grau de exposição da camada guia e da precisão dos procedimentos usados.

Na reconstrução topográfica de anomalias morfoestruturais, dados de atitude de camadas são necessários como guias das linhas de contorno estrutural dessas anomalias. Esses dados podem ser estimados do DEMSRTM pelo programa PCIGeomatics 10.0, através da interpolação de Lagrangian pelo sistema de três pontos descritos por Haneberg (1990). Inicialmente, o método utiliza um ponto flutuante para determinar dois novos pontos com a mesma elevação do ponto flutuante para formação da linha de direção (*strike*) da camada. Uma perpendicular é determinada da linha de direção da camada, formando assim a linha do sentido do mergulho (*dip*) (FIGURA 3.15). Para esse procedimento, é necessário um conjunto de pontos com informações planialtimétricas (x, y e z). Esses pontos devem ser colocados principalmente onde se constatou inclinações topográficas isoclinais na imagem SRTM, que podem estar relacionadas com o plano de acamamento sedimentares.

Segundo Berger (1994), a precisão dessas medidas depende de dois fatores principais: precisão do DEM e precisão na determinação das camadas em superfície, o que depende do nível de exposição da rocha. A ausência de exposição de camadas na área de estudo impossibilitou a determinação de uma camada guia, essencial no emprego do sistema de três pontos. Contudo, esse sistema foi utilizado como alternativa à ausência de dados estruturais de superfície e para demonstrar o potencial da técnica de reconstrução topográfica de estruturas em subsuperfície nas condições amazônicas.

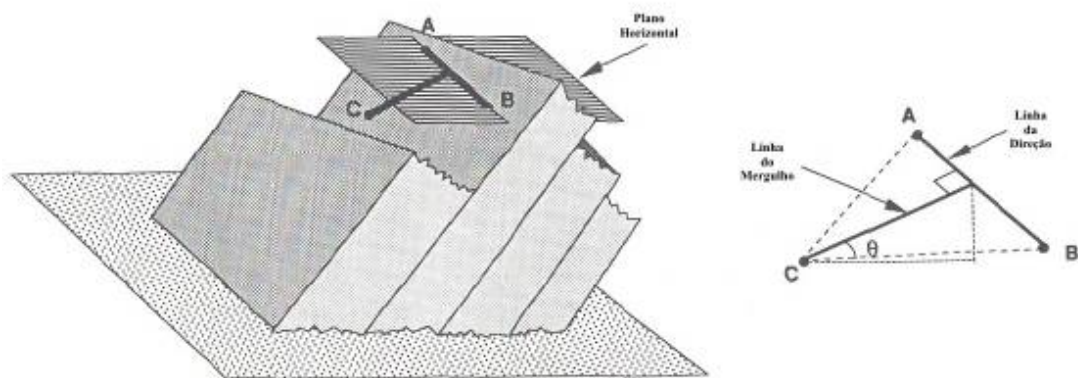


FIGURA 3.15: Sistema de três pontos. Pontos A e B possuem a mesma elevação, e determinam direção de camada. A linha perpendicular à direção indica o sentido do mergulho.

FONTE: Adaptada de Berger (1994).

### 3.5.4 Estudo de Lineamentos no Sensoriamento Remoto

A análise de lineamentos usando dados de sensoriamento remoto é uma importante abordagem em estudos estruturais e tectônicos das bacias sedimentares na pesquisa e exploração petrolífera (Berger e Corona, 1986; Miranda, 1983; Miranda et al., 1994; Rasco, 1999). Segundo O'Leary et al. (1976), o termo lineamento refere-se a uma feição linear simples ou composta mapeável na superfície terrestre. Suas partes se alinham numa configuração retilínea ou levemente curvilínea e refletem, presumivelmente, a ocorrência de um fenômeno geológico em subsuperfície.

Nos produtos de sensoriamento remoto, a definição dos lineamentos está relacionada com a disposição contígua e alinhada de lineações de drenagem, formas lineares do relevo e feições retilíneas manifestadas através de contraste tonal. Os elementos lineares do terreno são quase sempre controlados estruturalmente, visto que fraturas ou zonas de fratura (incluindo juntas, falhas e zonas de cisalhamento) afetam de várias formas a topografia e as feições na superfície terrestre, controlando o fluxo de água e a distribuição da vegetação. Além disso, em pacotes rochosos homogêneos, são comuns zonas de resistência fraca à erosão ao longo de falhas e fraturas, tendendo a formar

terrenos rebaixados e lineares (Rowan e Bowers, 1995; Soares e Fiori, 1976; Torres, 1998; Veneziani e Anjos, 1982).

Lineamentos fotogeológicos representam expressões superficiais de falhas e fraturas do embasamento ou do pacote sedimentar subjacente. Embora não necessariamente constituam trapas estruturais, tais feições podem exercer um papel importante no desenvolvimento dos sistemas petrolíferos. Assim, na Bacia do Solimões, estudos mostraram que acumulações de hidrocarbonetos podem estar localizadas em domos controlados por falhas (Miranda e Boa Hora, 1986). Lineamentos também são expressos como discontinuidades do embasamento magnético e que podem constituir rotas potenciais de migração secundária a média e longa distância (Gonzaga et al., 2000; Miranda et al. 1994). Ademais, feições lineares definidas em imagens de sensoriamento remoto podem ser indicativas de eventos estruturadores pós-cretácicos que concorreram para o rompimento dos selos e remobilização dos hidrocarbonetos porventura acumulados em trapas neocarboníferas/neopermianas (Miranda et al., 1994).

Segundo Cuiña Filho (2004), há uma tendência em se extrair toda e qualquer feição que pareça linear, ocasionando a geração de uma grande quantidade de dados, o que muitas vezes dificulta o diagnóstico. Uma maneira de minimizar este problema é o tratamento estatístico dos dados, uma vez que, as feições “não geológicas” tendem a desaparecer por serem minoria e por apresentarem direções aleatórias. Tal abordagem faz prevalecer o padrão estrutural regional.

Cada lineamento é caracterizado por seu azimute e por seu comprimento. O azimute fornece a direção e o comprimento uma estimativa de intensidade dos processos. Assim sendo, é importante que qualquer tratamento estatístico leve em conta ambas propriedades (Sartorato, 1996).

## CAPÍTULO 4

### MATERIAIS E MÉTODOS

#### 4.1 Materiais

Os materiais utilizados na presente dissertação estão a seguir relacionados:

- a) Mapa Geológico do Projeto RADAMBRASIL (Folha SA.21-Santarém, na escala 1:1.000.000) extraído de Miranda et al. (1994);
- b) Mapa do Arcabouço Estrutural da Bacia do Amazonas, gerado por interpretação de dados de sísmica de reflexão, escala 1:1.000.000, adaptado de Neves (1990);
- c) Dados topográficos da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM);
- d) Oito imagens do Satélite RADARSAT-1, no modo de operação *Standard 1*, órbita descendente, com passagens em 04 de maio, 04 de junho e 22 de agosto de 1997;
- e) Dados digitais gravimétricos em grade regular 5000x5000 m e no formato XYZ, disponíveis no Bando de Dados de Exploração e Produção da Agência Nacional do Petróleo, processados pelo Laboratório de Pesquisas de Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Paraná;
- f) Dados digitais aeromagnetométricos processados por Miranda et al. (1994), a partir do levantamento realizado pela Encal S/A para a Pecten Brazil Amazon Exploration Company.
- g) Dados de 9 poços exploratórios, sendo que 4 poços são pioneiros, 03 de extensão e 01 estratigráfico, segundo consta no Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP) da Agência Nacional de Petróleo (ANP).

## 4.2 Metodologia

O esquema metodológico adotado neste trabalho foi adaptado de Berger (1982) para análise estrutural de bacias sedimentares caracterizadas por topografia suave e expressões superficiais de estruturas recobertas por vegetação e solo. Tal autor recomenda quatro passos na análise:

1. Integração estrutural regional: trabalhos anteriores na bacia são usados para estabelecer o estilo e a tendência de estruturas e eventos tectônicos que possam ter afetado a área de estudo;
2. Análise estrutural: é realizada análise geomorfológica utilizando a rede de drenagem, lineamentos e topografia obtidos dos dados de sensoriamento remoto;
3. Reconhecimento de estruturas encobertas: aplicação de modelos morfotectônicos para descrever a relação entre estruturas observadas em dados de sensoriamento remoto com estruturas de subsuperfície mapeadas com dados geofísicos;
4. Construção de um modelo exploratório: estabelecer uma base geológica para o relacionamento entre as estruturas observadas na área de estudos com as estruturas descritas na literatura de interesse na exploração petrolífera.

A FIGURA 4.1 demonstra de forma seqüencial e esquemática as etapas realizadas na metodologia. A organização inicial do banco de dados constou em entrar com dados interpretados a partir de imagens de sensoriamento remoto, geológicos, gravimétricos e magnetométricos. Após a inclusão dos diversos dados nos diferentes formatos, passou-se à fase de integração, utilizando técnicas de fusão de imagens como transformação IHS (*Intensity, Hue, Saturation*) e sobreposição de dados. Os resultados obtidos foram sendo analisados em conjunto para, posteriormente, passar-se à avaliação final dos dados.



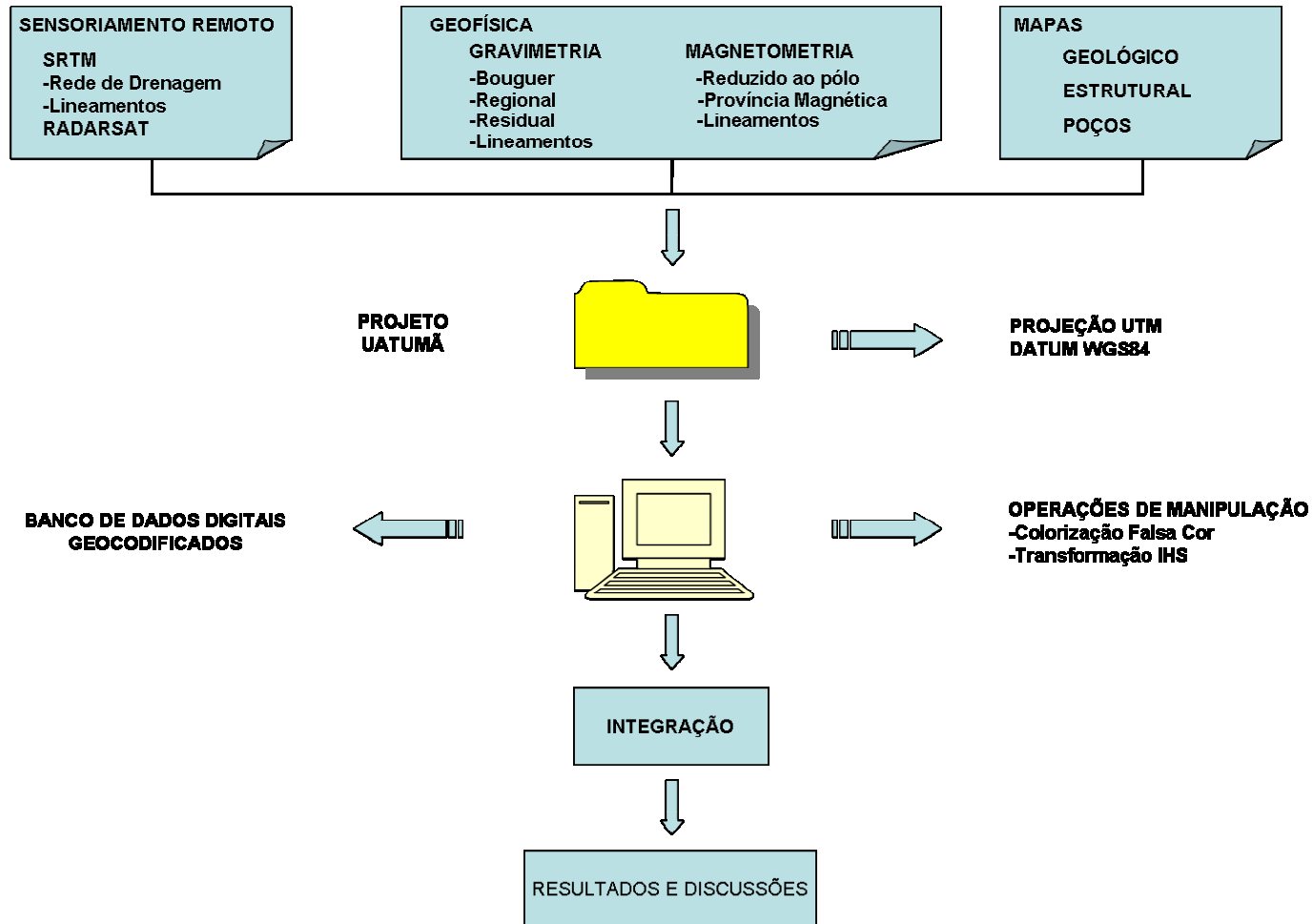


FIGURA 4.1 - Esquema de tratamento de dados, formação e procedimentos do Banco de Dados Digitais Geocodificados.

#### 4.2.1 Banco de Dados Espaciais

A construção do Banco de Dados Espaciais foi realizada com PCIGeomatics 10.0. Esse programa permitiu a integração de dados em formato matricial e vetorial, como também o processamento digital de imagens. O PCIGeomatics suporta mais de 100 formatos de dados espaciais e possui grande capacidade de interação com outros programas (PCIGeomatics, 2005).

O Focus é o principal ambiente de visualização do PCIGeomatics que também inclui algoritmos de processamento espacial e ferramentas de análise, extração e captura de dados (PCIGeomatics, 2005). Ele exige que os dados referentes à área de estudo sejam armazenados dentro de um projeto, com sistemas de projeção e coordenadas definidos de acordo com um elipsóide de referência. O Projeto aqui denominado Uatumã utilizou o sistema de projeção UTM, zona 21 (Meridiano Central 57° W de Greenwich), e datum e elipsóide de referência WGS84.

Para criação do banco de dados, foram organizados de acordo com a categoria adequada. As principais características do banco de dados digitais geocodificados estão sumariadas na TABELA 4.1:

TABELA 4.1 - Tipos, formatos e atributos dos dados.

<b>DADOS</b>	<b>FORMATOS</b>	<b>ATRIBUTOS</b>
Topografia	Vetorial, Grade, Matricial.	Informações morfoestruturais e estruturais
Rede de drenagem	Vetorial	Informações morfoestruturais e estruturais
Lineamentos morfológicos	Vetorial	Informações estruturais
Mapa de morfoestruturas	Vetorial	Informações estruturais
Mapa litoestratigráfico	Vetorial	Informações litoestratigráficas
Mapa estrutural	Vetorial	Informações estruturais
Dados de Poços	Vetorial	Informações da localização de poços exploratórios
Dados gravimétricos	Vetorial, Grade	Densidade das rochas
Dados aeromagnetométricos	Vetorial, Matricial	Informações do embasamento magnético e soleiras de diabásio

#### **4.2.1.1 Topografia**

A topografia corresponde a curvas de nível com equidistância de 25 metros e pontos cotados que foram extraídos do modelo de elevação digital do SRTM. Esses dados foram utilizados no estudo de lineamentos, na extração da rede de drenagem e reconstrução topográfica de estruturas em subsuperfície, além da utilização para ortorretificação das imagens RADARSAT-1.

#### **4.2.1.2 Rede de Drenagem**

A rede de drenagem foi obtida automaticamente do DEMSRTM pelo programa PCIGeomatics 10.0. A extração é feita através da função DWCOM do pacote *Terrain Analyst* (PCIGeomatics, 2005). Posteriormente, foi realizado um processo para transferir a informação de linha do *raster* para o formato vetor (Greenlee, 1987).

Neste trabalho, oito imagens foram utilizadas no formato PIX e modo de operação *Standard 1*, com resolução espacial de 25 metros, 100 x 100 km de área nominal e ângulos de incidências variando entre 20° e 27°.

#### **4.2.1.3 Lineamentos morfológicos**

Neste estudo, os lineamentos foram obtidos a partir da extração das feições lineares em três níveis de observação: pequena escala (1:1.000.000 e 1:500.000), determinando as estruturas regionais mais marcantes, escala intermediária (1:250.000) e grande escala (1:100.000). Este último procedimento teve por objetivo determinar estruturas com expressão local. Posteriormente, estas feições foram inseridas no banco de dados georeferenciados como vetores, de forma a permitir tratamento estatístico.

Efetuiu-se, no presente trabalho, a análise estatística dos lineamentos com a obtenção de diagramas de roseta, dispersogramas e tabelas. Com isso, foi possível uma visualização das tendências estruturais na região investigada, permitindo o reconhecimento de zonas preferenciais de orientação destas feições. Tal análise

estatística foi comparada com procedimentos similares realizados para os lineamentos magnéticos e gravimétricos, com intuito de observar a correspondência entre eles.

Outra forma de análise consistiu no estudo da concentração dos lineamentos por área unitária. O cálculo de densidade de lineamentos corresponde à soma dos comprimentos dos traços das feições compreendidas total ou parcialmente em uma área quadrada, denominada célula de amostragem. Como resultado, obtém-se uma grade regular com valores de densidade expressos em metros de lineamentos por célula. Para cada grade foram definidos o comprimento médio e o desvio padrão relativo ao conjunto de feições lineares extraídos de dados SRTM. A divisão em 10 classes de azimuth permitiu mostrar o zoneamento de áreas mais e menos fraturadas, utilizando uma tabela de cores onde os valores correspondem ao comprimento de lineamentos por área unitária.

#### **4.2.1.4 Anomalias Morfoestruturais**

Nesta fase de trabalho foi realizada uma análise dos padrões anômalos da rede hidrográfica dividida em dois grupos: 1) indicativas de movimentação de bloco (padrão paralelo, assimetria, retilinearidade, estrangulamento e afogamento dos rios; 2) indicativa de domos e outras estruturas arqueadas (formas anelares, radiais e assimetria).

Para o segundo grupo foram utilizadas a combinação das abordagens de Soares e Fiori (1986), parâmetros de similaridade e confiabilidade, e Berger (1994), estágio de erosão, para análise e hierarquização das anomalias.

#### **4.2.1.5 Mapa litoestratigráfico**

Os dados litoestratigráficos obtidos a partir do mapa geológico foram inseridos no banco de dados digitais no formato vetorial através de arcos que descrevem polígonos fechados. Neste formato, cada polígono representa, de forma mais exata possível, uma unidade litológica. Cada unidade litológica representa uma informação planar que pode ser preenchida, por exemplo, por cores.

#### 4.2.1.6 Mapa estrutural

O Plano de Informação referente ao mapa estrutural apresenta estruturas interpretadas por métodos sísmicos com o apoio de dados de sensoriamento remoto (Neves, 1990).

#### 4.2.1.7 Dados de Poços

Os dados de poços conhecidos na área foram incorporados ao banco de dados no formato vetorial. Por constituírem verdades terrestres, os dados de poços serão importantes como parâmetro de comparação e feição em relação aos dados interpretados da área de estudo.

#### 4.2.1.8 Dados Aeromagnetométricos

Os dados de magnetometria utilizados no presente trabalho foram processados por Miranda et al. (1994) através do programa MAGMAP, a partir de levantamento aeromagnetométrico realizado pela Encal S/A para *Pecten Brazil Amazon Exploration Company*. Os parâmetros do levantamento aeromagnetométrico se encontram na TABELA 4.2.

TABELA 4.2 - Características do levantamento aeromagnetométrico.

Altura do vôo	500 m
Direção de linhas de produção	Norte-Sul
Espaçamento entre linhas de produção	2 km
Direção de linhas de controle	Leste-Oeste
Espaçamento entre linhas de controle	6 km
Intervalo médio de amostragem	50 m

FONTE: Miranda et al. (1994).

Miranda et al. (1994) geraram produtos representando o campo magnético anômalo, o campo magnético anômalo continuado 2000 m para cima, campo magnético anômalo continuado 500 m para baixo, o campo magnético anômalo reduzido ao pólo e o mapa de províncias magnéticas e lineamentos magnéticos, conforme descrito a seguir:

- Campo magnético anômalo continuado 2000 m para cima: representa o campo potencial que seria medido a uma altura de 2500 m acima do nível do mar visto

que os dados foram obtidos com altura de vôo de 500 metros. O resultado é um campo bem mais suave, isento da contribuição de fontes rasas (altas frequências);

- Campo magnético anômalo continuado 500 m para baixo: representa a forma do campo potencial caso medido ao nível do mar. Esse processamento realçou a contribuição de fontes rasas;
- Campo magnético anômalo reduzido ao pólo: representa a forma que o campo magnético teria se as fontes estivessem localizadas no pólo norte magnético. Esse procedimento, comparado com o campo magnético anômalo, realizou a inversão da polaridade das anomalias, tornando direta a correlação entre altos e baixos magnéticos com feições geológicas do embasamento cristalino;
- Mapa de províncias magnéticas: obtido pela individualização, no mapa do campo magnético anômalo, de domínios com assinatura magnética similar. Foram identificadas três províncias, com limites orientados segundo a direção NE:
  - Província 1: grande concentração de altas frequências, relacionadas a soleiras de diabásio com 250 m de profundidade estimada;
  - Província 2: anomalias de frequências intermediária, indicativas da proximidade do embasamento e, eventualmente, da presença de intrusivas básicas;
  - Províncias 3: anomalias de baixa frequências, indicando a ausência de soleiras;
- Lineamentos magnéticos: foram extraídos por representar uma concentração maior de isógamas em determinada região da imagem do campo anômalo, assim como por sua expressão nos produtos resultantes de seu sombreamento sintético. Os lineamentos foram definidos através de alinhamentos de gradientes máximos (continuidade lateral) e de alinhamentos por truncamento e deslocamento de anomalias.

#### 4.2.1.9 Dados Gravimétricos

As correções descritas no capítulo 3 foram efetuadas pelo Laboratório de Pesquisas de Geofísica Aplicada da Universidade Federal do Paraná nos dados gravimétricos do Banco de Dados de Exploração e Produção da Agência Nacional de Petróleo (ANP). Posteriormente, uma grade regular de 5000x5000 m de valores Bouguer, no formato XYZ foi gerada a partir desses dados adquiridos por levantamento terrestre em malha irregular, conforme mapa base da FIGURA 4.2:

Posteriormente, neste presente trabalho, foram geradas imagens geofísicas utilizando a interpolação de mínima curvatura através do programa GEOSOFT 6.2. Castilho (2005), depois de utilizar diferentes métodos de interpolação (mínima curvatura, inverso do quadrado da distância e krigagem) para dados gravimétricos, destacou que a interpolação de mínima curvatura apresentou os melhores resultados, principalmente por esse método produzir uma superfície estimada independente da distribuição dos dados e mais suaves que outras geradas pelos outros métodos.

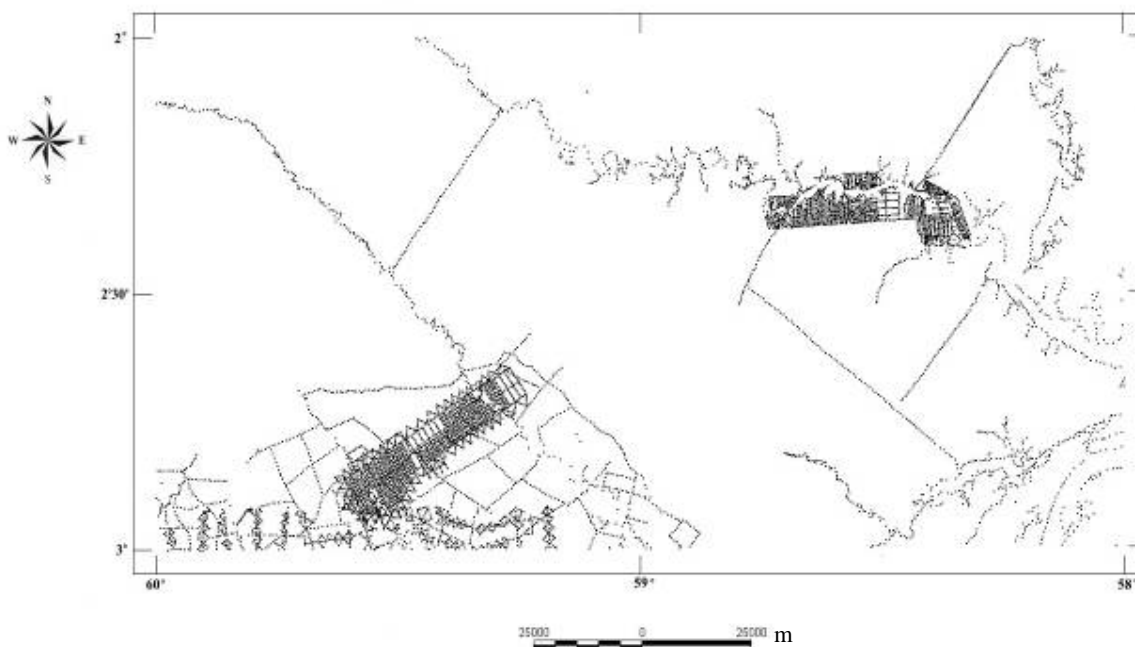


FIGURA 4.2 - Mapa da base da malha irregular dos dados gravimétricos.

FONTE: ANP.

#### 4.2.1.10 Imagens RADARSAT-1

Neste trabalho, oito imagens foram utilizadas no formato PIX e modo de operação *Standard 1*, com resolução espacial de 25 metros, 100 x 100 km de área nominal e ângulos de incidências variando entre 20° e 27°.

Essas imagens contêm uma série de ruídos ou imperfeições que necessitam de correções radiométricas e geométricas, as quais são descritas nos parágrafos abaixo.

A qualidade radiométrica dos dados SAR é afetada por características técnicas do sensor. A principal causa de distorções radiométricas é o ruído *speckle*, um dos principais fatores que degradam a qualidade das imagens SAR, sempre associado a sistemas de imageamento coerente. O efeito visual deste ruído se traduz uma textura granular (*salt and pepper*), que pode dificultar a interpretação das imagens de radar. O *speckle* é caracterizado por variações súbitas na intensidade da imagem ocasionadas pela interferência construtiva e destrutiva de elementos difusores aleatoriamente distribuídos na célula de resolução no terreno (Raney, 1998).

Existem dois modos para amenizar o ruído *speckle*, utilizando-se imagens *multi-looks* ou através de filtragens digitais (filtros adaptativos). Madrucci (1999) testou diferentes filtros adaptativos em imagens RADARSAT-1 e o melhor resultado foi obtido com o *Enhanced Frost*. Este filtro foi o adotado neste trabalho com diferentes janelas; o melhor resultado foi obtido com a janela de 9x9.

Imagens geradas por sensores remotos estão sujeitas a uma série de distorções espaciais, que requerem correção. A integração desses produtos com dados geofísicos necessita de uma correção geométrica muito precisa. Neste trabalho, a correção geométrica realizada foi a ortorretificação, que leva em consideração os seguintes fatores (Toutin, 1995):

- a) as distorções relacionadas à plataforma (posição, velocidade, orientação);
- b) distorções relacionadas ao sensor (ângulo de orientação, IFOV-*instantaneous field of view*);



- c) distorções relacionadas à Terra (elipsóide, geóide, elevação);
- d) distorções relacionadas à projeção cartográfica (elipsóide, plano cartográfico).

Para a execução da ortorretificação, é mandatória a utilização de um modelo de correção geométrica formado por dois componentes (Adam et. al., 1997):

- a) Modelamento do satélite: aquisição dos dados (as imagens que serão ortorretificadas, os dados efeméricos que incluem informações orbitais e do sensor, o modelo da Terra e os pontos de controle coletados);
- b) Ortorretificação: retificação da imagem com o modelo digital de elevação (DEMSRTM).

A FIGURA 4.3 exemplifica os passos para a geração de uma imagem ortorretificada.

Os pontos de controle para as imagens RADARSAT S1 apresentaram um erro residual em x de 0,11 metros e em y de 0,14 metros, sendo o erro médio de 0,18 metros. O modelamento do satélite foi realizado pelo programa *Satellite Ortho* do PCIGeomatics, assim como a ortorretificação. A importância do DEM nesse processo é tornar a imagem ortorretificada ainda mais precisa, pois considera as distorções causadas pela elevação. Posteriormente, foi realizado o mosaico dessas imagens.

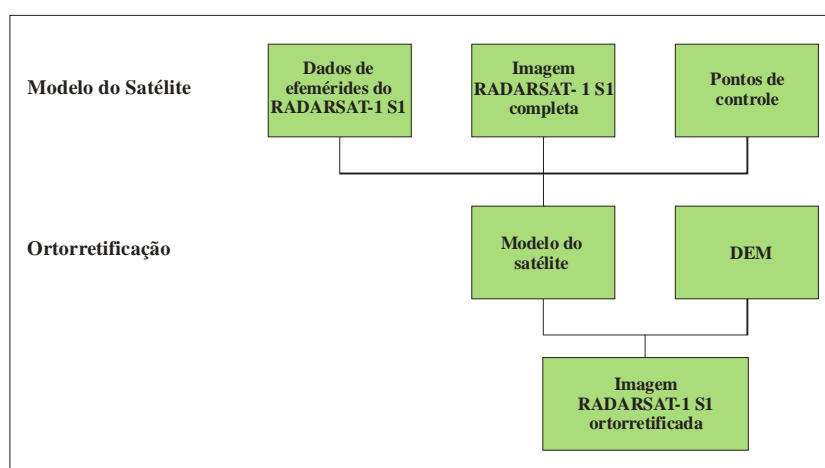


FIGURA 4.3 - Etapas para ortorretificação das Imagens RADARSAT-1.

FONTE: Adaptada de Adam et al. (1997).

## 4.3 Integração Digital dos Dados

### 4.3.1 Transformação IHS

O espaço de cores conhecido por IHS (*Intensity, Hue, Saturation*) é uma forma alternativa ao espaço RGB (*Red, Green, Blue*) de representação de cores. As cores são definidas pelos atributos de intensidade ou brilho, matiz e saturação. Esses atributos podem ser analisados e manipulados individualmente, ao contrário do sistema RGB, onde eles são intrinsecamente interligados.

O espaço IHS pode ser graficamente representado como um cone e usa coordenadas cilíndricas polares para representar as cores, ao invés de coordenadas cartesianas como o sistema RGB. O vértice do cone IHS representa o preto, enquanto o seu eixo coincide com o eixo acromático. A intensidade aumenta em sentido contrário ao do vértice. Uma seção circular do cone mostra a variação de matizes ao redor de perímetro. A saturação aumenta para fora do centro, passando de cinza para tons pastéis e destes para matizes espectrais puros. A relação espacial entre o espaço RGB e IHS é mostrada na FIGURA 4.4.

Intensidade ou brilho é a medida de energia total envolvida em todos os comprimentos de onda, sendo responsável pela sensação de brilho da energia incidente sobre o olho.

Matiz ou cor de um objeto é a medida do comprimento de onda médio da luz que se reflete ou se emite, definindo, a cor do objeto.

Saturação ou pureza expressa o intervalo de comprimento de onda ao redor do comprimento de onda médio, no qual a energia é refletida ou transmitida. Um alto valor de saturação resulta em uma cor espectralmente pura, ao passo que um baixo valor indica uma mistura de comprimentos de onda produzindo tons pastéis (apagados) (Harris et al., 1990).

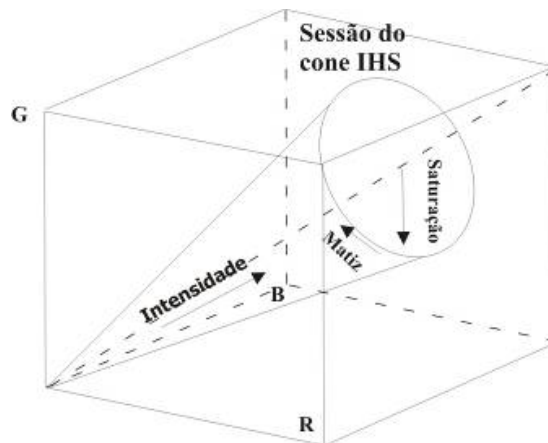


FIGURA 4.4 - Relação espacial entre o espaço IHS e o espaço RGB.

FONTE: Adaptada de Madrucci (1999).

Na transformação RGB para IHS, escolhem-se três bandas de uma imagem e associa-se cada banda a um dos componentes RGB. Assim, cada "pixel" na imagem de saída possuirá uma correspondência a um ponto no espaço IHS. O resultado é um conjunto de três novas imagens: uma de intensidade, uma de matiz e outra de saturação. Estas imagens podem ser realçadas, expandindo o intervalo de intensidade e saturação através de contraste, e, quando convertidas de IHS para RGB, permitem melhor separação das cores e das feições que se deseja observar (FIGURA 4.5) (Harris et al., 1990).

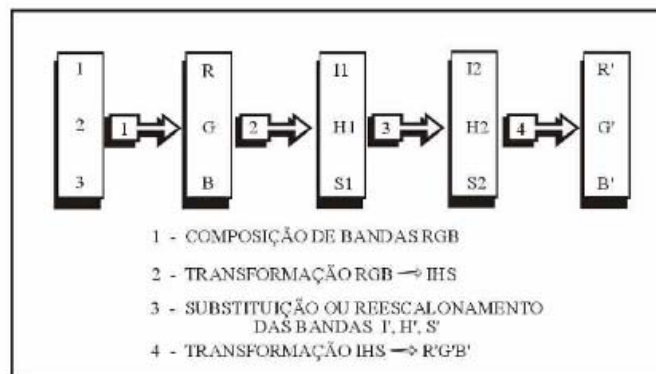


FIGURA 4.5 - Esquema de transformação do espaço IHS para o espaço RGB e vice-versa.

FONTE: Beisl (1996).

### 4.3.2 Geração de Produtos Integrados pelo Método IHS

Na utilização da transformação IHS, a saturação (S) é manipulada para reduzir a distorção de matiz (H), fornecendo uma mistura proporcional dos valores de matiz (H) e intensidade (I) e com isso aumentando a variação de cores. Quando são utilizados três canais para modular a imagem matiz (H), os dados devem ser decorrelacionados, usando-se a técnica de realce por decorrelação. Os dados de alta resolução (radar) devem ser usados para modelar o canal intensidade (I) e os de baixa resolução (dados geofísicos) para modelar o canal matiz (M). Muitos autores têm utilizado esta técnica de integração, como Harris et al. (1990), Harris et al. (1994), Madrucci (1999), Paradella et al. (1998), Rolim (1993) entre outros.

Assim, a integração dos dados geofísicos com a imagem RADARSAT-1 foi realizada da seguinte maneira:

1. Geração de tabelas de pseudo-cores dos dados geofísicos, com a subsequente conversão para o espaço RGB;
2. Transformação RGB para IHS através do modelo hexacônico, utilizando-se os canais obtidos no item 1;
3. Substituição dos canais Intensidade (I) pela imagem RADARSAT-1, Saturação (S) por um valor constante ( $N_C = 35$ ) e manutenção do canal de Matiz (H) original;
4. Retorno ao espaço RGB, através da aplicação da transformação inversa IHS para RGB.

Para a integração da imagem geofísica com a imagem RADARSAT-1, primeiramente é necessária a geração de dados em 8 bits para a transformação em RGB a partir de tabelas de pseudo-cores (PCIGeomatics, 2005). Posteriormente, realiza-se a reamostragem dos dados geofísicos para 25 metros, mesmo tamanho de *pixel* da imagem RADARSAT-1 (Harris et al., 1994). Porém, cabe ressaltar que a transformação dos dados geofísicos originais obtidos com um espaçamento de 5 km, para um produto

final com 25 metros de tamanho de pixel pode acarretar em algumas expressões gravimétricas espúrias.

A controvérsia existente sobre a definição do tamanho das células dos *grids* é grande. Vasconcellos et al. (1994) estabeleceram a dimensão das células entre 1/4 e 1/8 do espaçamento do *grid* original. Como para o levantamento gravimétrico da área do Rio Uatumã o espaçamento original foi de 5 km, então as grades geradas deveriam ser de 1250 m x 1250 m e 625 m x 625 m, respectivamente. Porém, Santos (1999) analisando diversas integrações de dados de sensoriamento remoto com dados geofísicos em *grids* de 100 m x 100 m, 50 m x 50 m e 30m x 30 m concluiu que as respostas da radiação gama (relacionadas às variações de matizes) permaneceram inalteradas, não obstante o aumento do tamanho da célula durante o *gridding* dos canais geofísicos. Outra observação importante feita por Santos (1999) foi que, qualitativamente, não ocorreu a geração de "artefatos", como por exemplo anomalias inconsistentes com o *grid* original. Além disto, segundo Santos (1999) e Cunha (2002), a degradação da resolução original dos dados de sensoriamento remoto resultou em uma substancial perda da informação.

## CAPÍTULO 5

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

#### 5.1 Análise dos Lineamentos

##### 5.1.1 Lineamentos Magnéticos

Miranda et al. (1994) individualizaram 90 lineamentos magnéticos na área de estudos orientados segundo as direções NE e NW. Tais feições foram analisadas estaticamente, utilizando os mesmos procedimentos aplicados na análise dos lineamentos morfológicos como dos lineamentos gravimétricos. A TABELA A1 (apêndice A) apresenta, para intervalos de azimute de 5°, a frequência e o comprimento absolutos, a frequência e o comprimento relativos, o comprimento médio e seu desvio padrão, o azimute médio e seu desvio padrão, assim como o azimute médio ponderado pelo comprimento e seu respectivo desvio padrão.

O diagrama de roseta da FIGURA 5.1 indica a distribuição por azimute do comprimento absoluto dos lineamentos magnéticos, agrupados em classes de 5°, onde se observa uma disposição aproximadamente simétrica dessas feições segundo as direções NE e NW. Vale ressaltar que a ausência de feições com orientação N-S pode ser explicada pela coincidência com a direção das linhas de vôo.

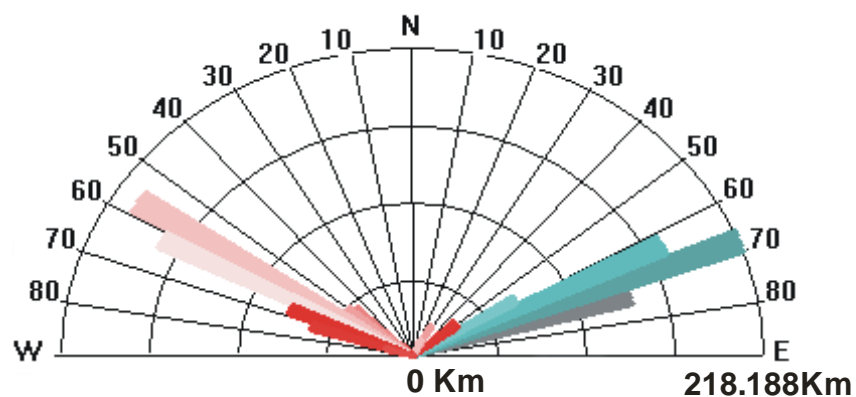


FIGURA 5.1 - Diagrama de roseta para os lineamentos magnéticos. Comprimento absoluto para classes de 5°.

Na área de estudo foram definidos quatro sistemas de lineamentos magnéticos, abrangendo cada um deles o intervalo azimutal de 15°. Tais sistemas estão assinalados no dispersograma da FIGURA 5.2 e sumariados estatisticamente na TABELA 5.1.

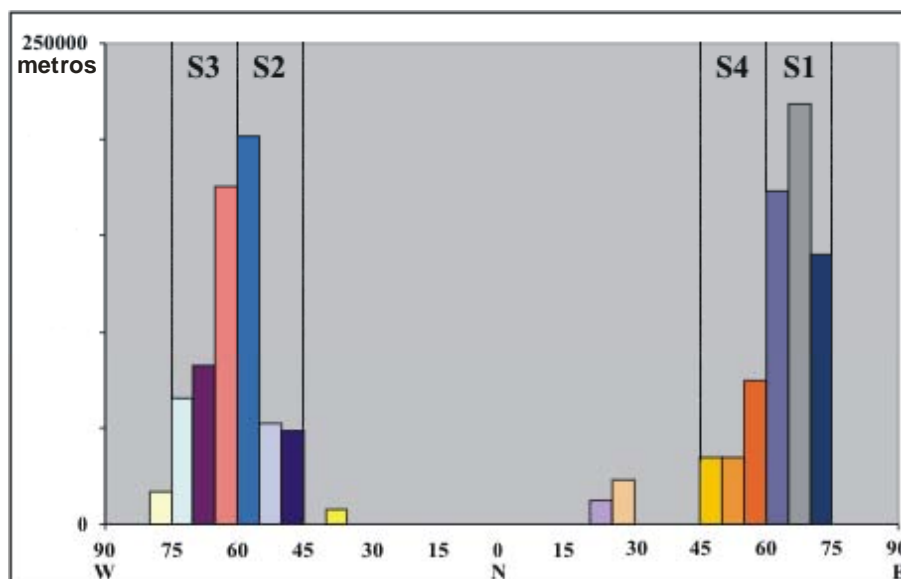


FIGURA 5.2 - Dispersograma do comprimento absoluto dos lineamentos magnéticos para classe de 5°. S1, S2, S3 e S4 referem-se aos sistemas de lineamentos magnéticos definidos na área de estudo.

TABELA 5.1 - Estatística dos sistemas de lineamentos magnéticos.

SISTEMA	INTERVALO	F. ABS.	C. ABS.	F. REL.	C.REL.
1	15-30 (N60-75E)	33	531762	36,66	39,09
2	135-150 (N45-60W)	22	301880	24,46	22,20
3	150-165 (N60-75W)	17	322660	18,89	23,73
4	30-45 (N45-60E)	11	143813	12,22	10,57

De acordo com os dados apresentados na TABELA 5.1, 92,23 % do número total de lineamentos foram incluídos em algum dos sistemas. Foram discriminados dois sistemas com direção NE, englobando 48,88% do número total e 49,66% da soma dos comprimentos dos lineamentos, e dois sistemas com direção NW, englobando 43,35% do número total e 45,93% da soma dos comprimentos dos lineamentos.

### 5.1.2 Lineamentos Gravimétricos

Neste trabalho foram individualizados 123 lineamentos do mapa Bouguer e mapa gravimétrico com filtro Gaussiano Passa Alta, com limite de 100 km (Fernandes e

Chang, 2001; Kane e Godson, 1985, Nunn e Aires, 1988). A seguir, são descritos os produtos gerados:

- Lineamentos gravimétricos: foram consideradas bruscas flexões nas linhas de isogálicas e variações de gradiente no mapa de anomalias de Bouguer como indicativos destas feições (FIGURA 5.4), além de sua expressão nos produtos de sombreamento sintético;
- Mapa gravimétrico de Bouguer com filtro Gaussiano Passa Alta (<100 km): esse processamento realçou a contribuição de fontes rasas (FIGURA 5.5);

Posteriormente, os lineamentos foram analisados estaticamente A TABELA B1 no apêndice B apresenta, para intervalos de azimute de 5°, a frequência e o comprimento absolutos, a frequência e o comprimento relativos, o comprimento médio e seu desvio padrão, o azimute médio e seu desvio padrão, assim como o azimute médio ponderado pelo comprimento e seu respectivo desvio padrão.

O diagrama de roseta da FIGURA 5.3 apresenta a distribuição por azimute do comprimento absoluto dos lineamentos gravimétricos agrupados em classes de 5°, onde se observa que as feições de direção NE e NW apresentam os maiores valores.

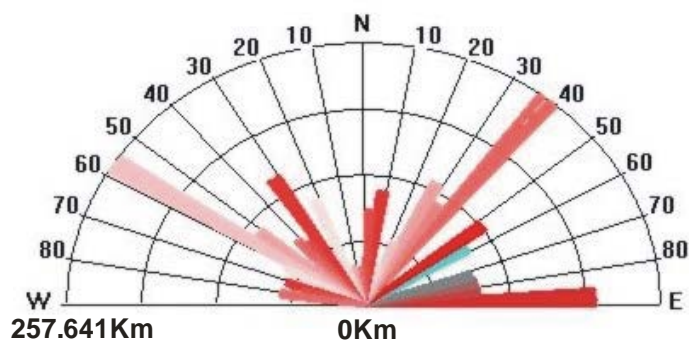


FIGURA 5.3 - Diagrama de roseta para os lineamentos gravimétricos. Comprimento Absoluto para classes de 5°.

Na área de estudo foram definidos oito sistemas de lineamentos gravimétricos, abrangendo cada um deles o intervalo azimutal de 15°. Tais sistemas estão assinalados no dispersograma da FIGURA 5.6 e sumariados estatisticamente na TABELA 5.2.



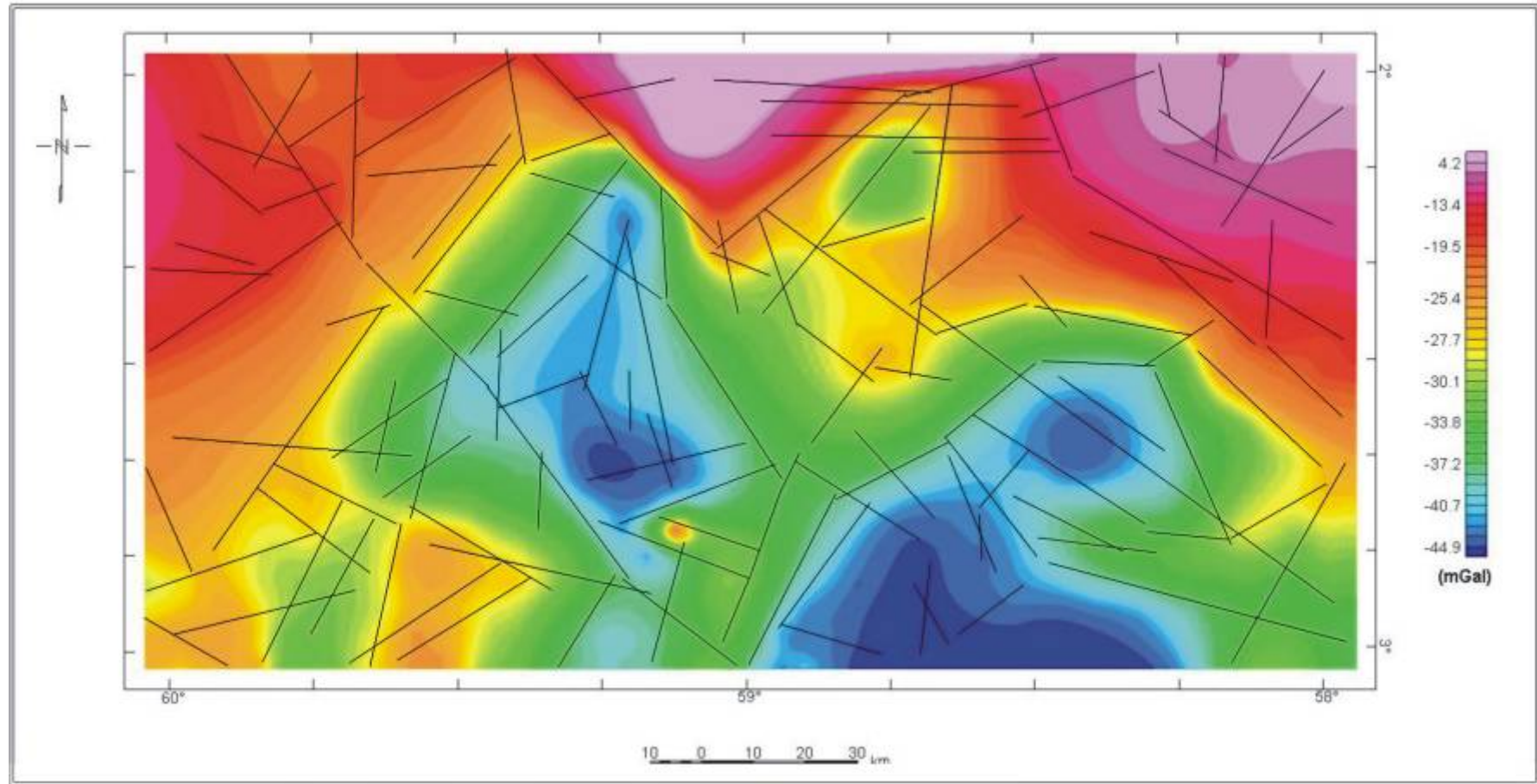


FIGURA 5.4 - Lineamentos gravimétricos interpretados sobre o mapa Bouguer.

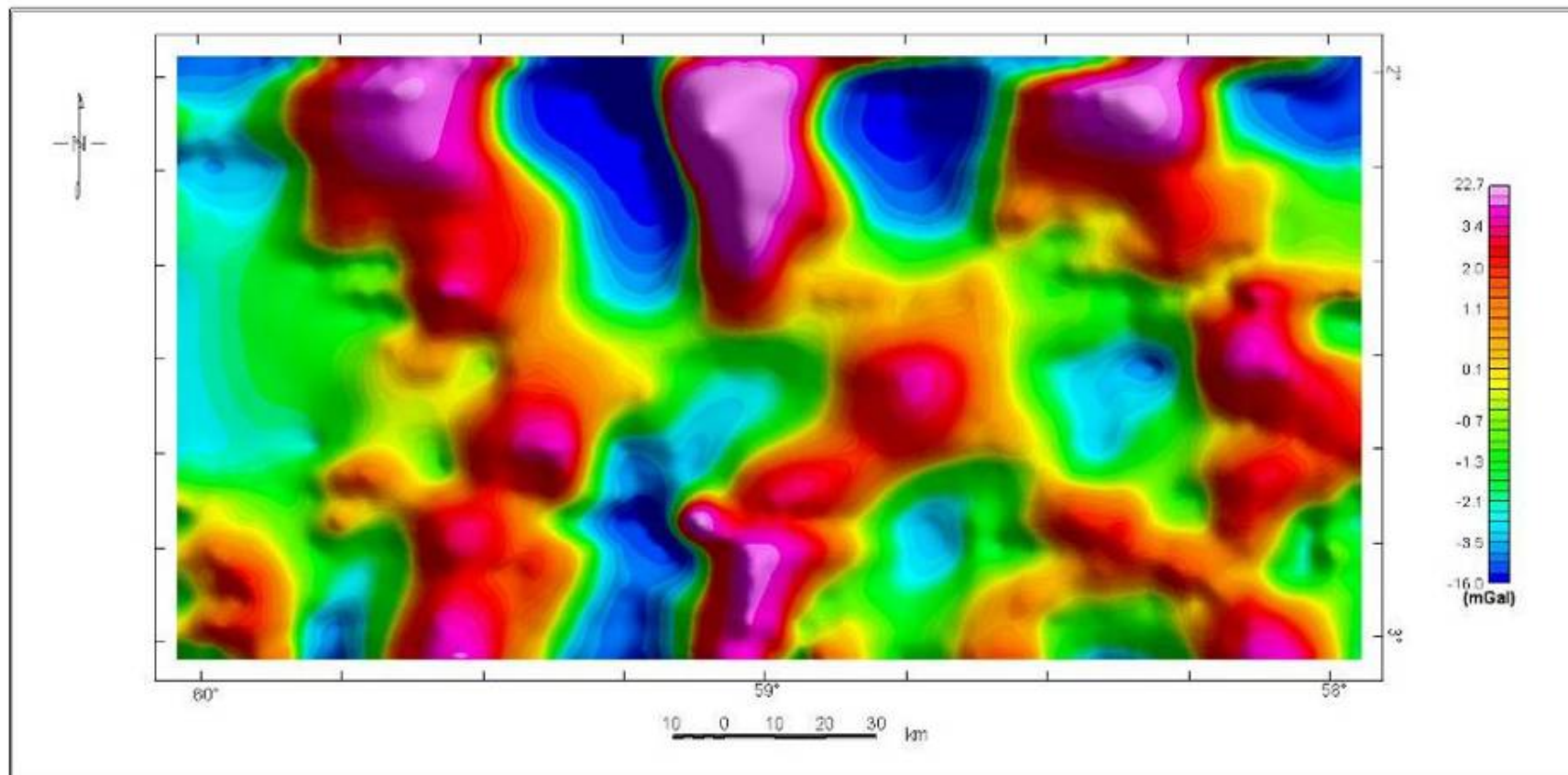


FIGURA 5.5 - Mapa de Anomalia Bouguer filtrado Passa Alta (<100 km). Foi aplicado um sombreamento artificial, com 45° de azimute e 45° de elevação da iluminação.

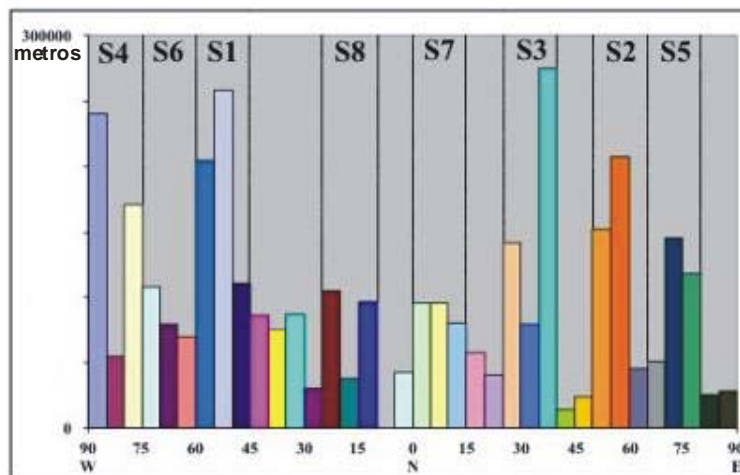


FIGURA 5.6 - Dispersograma do comprimento absoluto dos lineamentos gravimétricos para classes de 5°. S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7 e S8 referem-se aos sistemas de lineamentos gravimétricos definidos na área de estudo.

TABELA 5.2 - Estatística dos sistemas de lineamentos gravimétricos.

SISTEMA	INTERVALO	F. ABS.	C. ABS.	F. REL.	C.REL.
1	135-150 (N45-60W)	17	573568	13,82	16,21
2	25-40 (N50-65E)	15	405954	12,20	11,48
3	50-65 (N25-40E)	14	497703	11,38	14,07
4	165-180 (N75-90W)	14	464387	11,38	13,12
5	10-25 (N65-80E)	13	315502	10,57	8,92
6	150-165 (N60-75W)	11	256957	8,94	7,27
7	75-90 (N00-15E)	10	272549	8,13	7,70
8	100-115 (N10-25W)	10	239564	8,13	6,77

De acordo com os dados apresentados na TABELA 5.2, 84,55 % do número total de lineamentos foram incluídos em algum dos sistemas. Foram discriminados quatro sistemas com direção NE, englobando 42,28% do número total e 42,17% da soma dos comprimentos dos lineamentos, e quatro sistemas com direção NW, englobando 42,27% do número total e 43,37% da soma dos comprimentos dos lineamentos.

### 5.1.3 Lineamentos interpretados a partir de dados topográficos SRTM

A interpretação dos dados topográficos SRTM revelou a presença de 3608 feições lineares, conforme indicado na FIGURA 5.7, onde está apresentada a imagem SRTM com sobreposição dos lineamentos morfológicos.

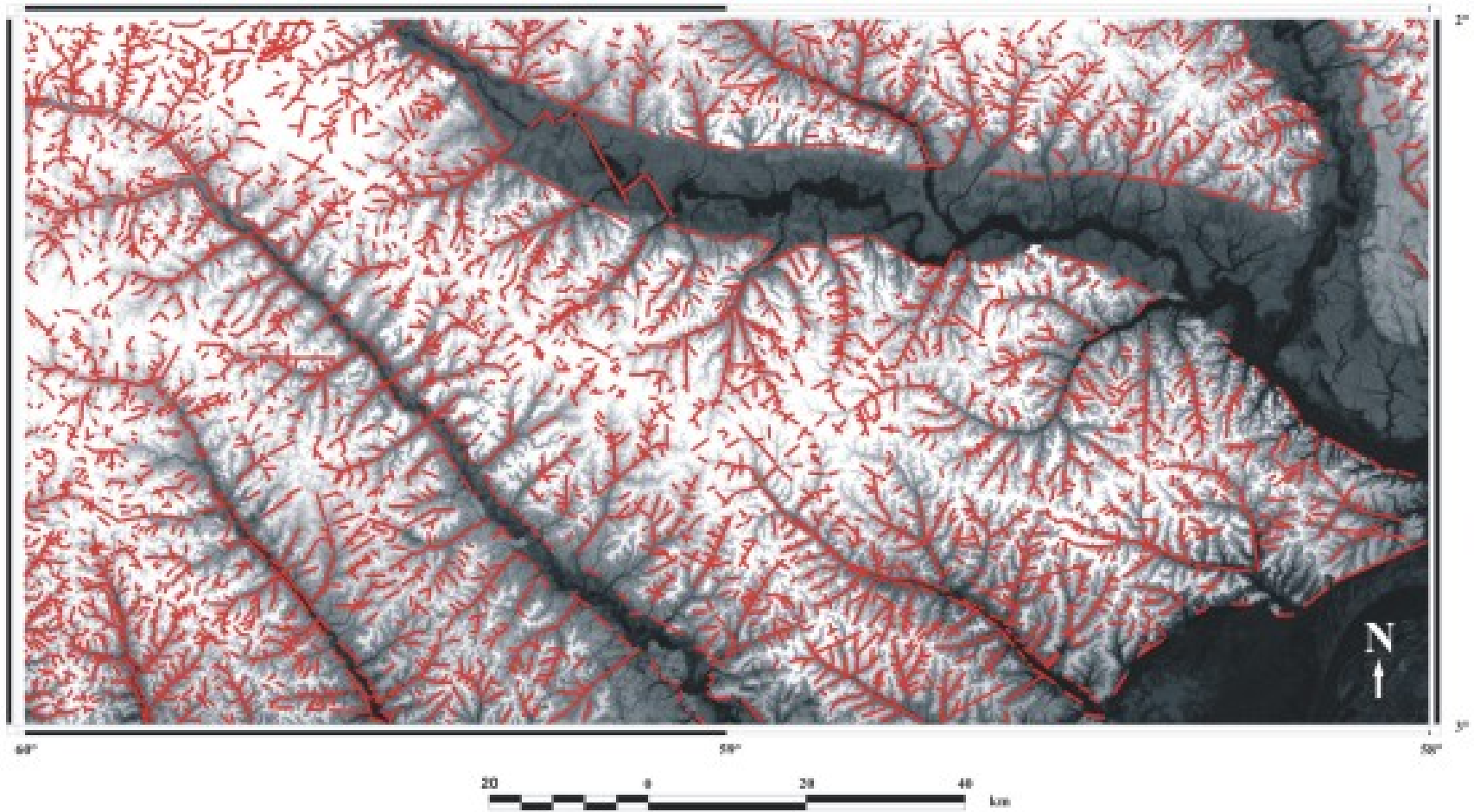


FIGURA 5.7 - Imagem SRTM com lineamentos morfológicos sobrepostos.

A TABELA C1 (Apêndice C) mostra os valores obtidos, em intervalos de azimute de 5°, para os seguintes parâmetros: frequência e comprimento absolutos; comprimento médio e desvio padrão; azimute médio e azimute médio ponderado com os respectivos valores de desvio padrão, como também a frequência e o comprimento relativos.

O diagrama de roseta da FIGURA 5.8 mostra que as classes de lineamentos com direção NE apresentam valores maiores de comprimento absoluto que aquelas relativas às feições com orientação NW e N-S. Assim, foram definidos sete sistemas de lineamentos na área de estudo, através da observação dos intervalos de azimute com valores máximos locais de frequências e de comprimentos. Considerou-se neste trabalho que cada sistema de lineamentos abrange feições compreendidas num intervalo azimutal de 15°. Tais sistemas estão assinalados no dispersograma da FIGURA 5.9.

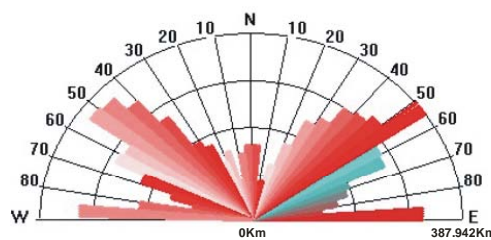


FIGURA 5.8 - Diagrama de roseta para os lineamentos morfológicos. Comprimento absoluto para classes de 5°.

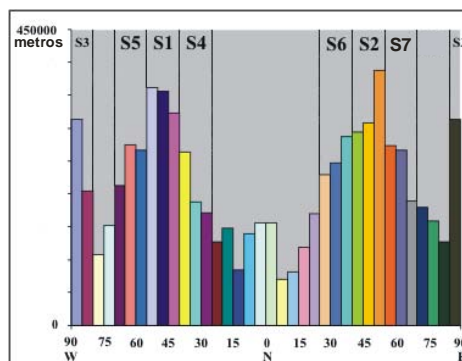


FIGURA 5.9 - Dispersograma do comprimento absoluto dos lineamentos morfológicos para classe de 5°. S1, S2, S3, S4, S5, S6 e S7 referem-se aos sistemas de lineamentos morfológicos definidos na área de estudo.

Na TABELA 5.3, encontra-se um sumário estatístico dos sistemas de lineamentos morfológicos, no qual são apresentados o intervalo azimutal, a frequência absoluta, o comprimento absoluto, a frequência relativa e o comprimento relativo de cada um deles. Os sistemas 1, 4 e 5, de direção NW, englobam 35,66% do número total e 31,38% da

soma dos comprimentos dos lineamentos. Os sistemas 2, 6 e 7, de direção NE, contêm 34,04% do número total e 32,87% da soma dos comprimentos dos lineamentos. Já o sistema 3, direção E-W, possui 10,12% do número total e 10,79% da soma dos comprimentos dos lineamentos.

TABELA 5.3 - Estatística dos sistemas de lineamentos morfológicos.

SISTEMA	INTERVALO	F. ABS.	C. ABS.	F. REL.	C.REL.
1	130-145 (N40-55W)	597	1041323	16,54	13,51
2	35-50 (N40-55E)	483	989898	13,39	12,85
3	170-05 (N80-90W/N85-90E)	365	831248	10,12	10,80
4	115-130 (N25-40W)	347	621341	9,61	8,06
5	145-160 (N55-70W)	343	755393	9,49	9,81
6	50-65 (N25-40E)	324	763214	8,98	9,90
7	20-35 (N55-70E)	307	728899	8,52	9,46

#### 5.1.4 Interpretação dos Lineamentos

Definidos os sistemas de lineamentos extraídos a partir de dados SRTM, investigou-se a correspondência destes com os sistemas magnéticos e gravimétricos. A análise das estatísticas dos sistemas nas TABELAS 5.1, 5.2 e 5.3 mostrou que dois intervalos de azimute exibem correspondência:

- N45-70W (intervalo NW): este intervalo corresponde a lineamentos morfológicos dos sistemas 1 e 5, dos lineamentos magnéticos dos sistemas 2 e 3 e lineamentos gravimétricos dos sistemas 1 e 6;
- N50-70E (intervalo NE): este intervalo corresponde a lineamentos morfológicos dos sistemas 2 e 7, lineamentos magnéticos dos sistemas 1 e 4 e lineamentos gravimétricos dos sistemas 2 e 5.

Estes intervalos estão de acordo com a análise estatística realizada por Miranda et al. (1994) para falhas identificadas a partir de mapas estruturais gerados de dados sísmicos por Costa (1993), citado por Miranda et al. (1994). Estes autores destacaram como principais feições:

1. falhamentos transcorrentes NW-SE: predominantemente sinistrais, com azimute médio de N54W e ponderado de N46W, alinhados com descontinuidades do embasamento magnético e com o interflúvio Uatumã- Anebá;
2. falhas reversas NE-SW: azimute médio de N53E e ponderado de N45E. Esses falhamentos são os mais freqüentes (freqüência absoluta = 200) e extensos;
3. falhas normais NE-SW com azimute médio de N49E e ponderado de N59E.

## 5.2 Análise dos Padrões de Drenagem

A rede de drenagem extraída automaticamente de dados topográficos SRTM (FIGURA 5.10) foi primeiramente comparada qualitativamente com a rede de drenagem extraída manualmente do mapa geológico elaborado pelo Projeto RADAMBRASIL existente para região (Miranda et al., 1994). Nesta comparação visual, verificou-se que a rede de drenagem extraída automaticamente possui um maior número de canais (comparar FIGURAS 5.11 e 5.12), que, posteriormente, facilitou na classificação dos padrões da rede hidrográfica regional e anômala. Nos dados extraídos automaticamente, verificou-se canais retos e paralelos associados principalmente a depressões. Essas depressões podem existir devido a dados errados, como as ocasionadas por *speckle*, e outras podem ser características naturais ou escavações (Falorni et al., 2005; Jenson e Domingue, 1988). Para amenizar esse problema, o algoritmo “D8” de Jenson e Domingue (1988) gera um modelo digital de terreno sem depressões para o cálculo das direções de fluxo.

Na área de estudo, as maiores bacias hidrográficas pertencem aos rios Puraquequara, Preto da Eva, Urubu, Caru, Anebá, Uatumã e Jatapu. Esses cursos d’água mostram fluxo principal de NW para SE e seus tributários principais apresentam, em geral, direção NE-SW. Os padrões de drenagem dominantes são treliça e anelar, na porção oeste da área e pinado, contorcido, anelar e complexo, na sua parte leste. Os principais domínios dos padrões de drenagem podem ser observados na FIGURA 5.13.

Na parte oeste, as maiores bacias são as dos rios Puraquequara, Preto da Eva e Urubu, que fluem paralelamente na direção NW-SE e apresentam pouca ou moderada assimetria. No entanto, as sub-bacias formadas pelos afluentes principais desses rios,

com direção NE-SW e confluência em altos ângulos, mostram forte assimetria. Na porção noroeste da área de estudo, próximo ao contato da Formação Alter do Chão com rochas paleozóicas, os rios Preto da Eva e Urubu mudam a direção de fluxo de W-E para NW-SE.

O padrão predominante na porção oeste é o treliça, que, na classificação genética proposta por Deffontaines e Chorowicz (1991), é descrito como rede de drenagem desenvolvida.

As bacias do Caru, Anebá, Uatumã e Jatapu são as principais da porção leste da área investigada. Assim, como suas sub-bacias, elas apresentam forte assimetria, principalmente aquelas localizadas a sul. Esse domínio é caracterizado por três padrões principais de drenagem: pinado, contorcido e complexo.

O padrão pinado, classificado como rede de drenagem composta, aparece no centro-sul da área de estudo e é caracterizado pelas confluências em ângulos agudos do Rio Caru com seus tributários. Na parte leste, ocorre o padrão contorcido, marcado por drenagens fortemente curvadas na margem direita do Rio Uatumã e com menor grau de curvatura na margem esquerda. Na parte centro-norte, o padrão presente é uma combinação de treliça, angular e contorcido, aqui denominado de complexo. Tanto o padrão contorcido como o treliça e angular são classificados como rede de drenagem desenvolvida.

Na classificação de Deffontaines e Chorowicz (1991), os domínios treliça, contorcido e angular são definidos em superfície heterogêneas, o que implica em terrenos com grande variação litológica ou importantes controles estruturais no desenvolvimento da rede de drenagem. Como na área de estudo predomina a Formação Alter do Chão, provavelmente, ocorram importantes descontinuidades estruturais. Além disso, o padrão pinado também pode evidenciar um controle estrutural (Deffontaines e Chorowicz, 1991; Del Monte et al., 1999).



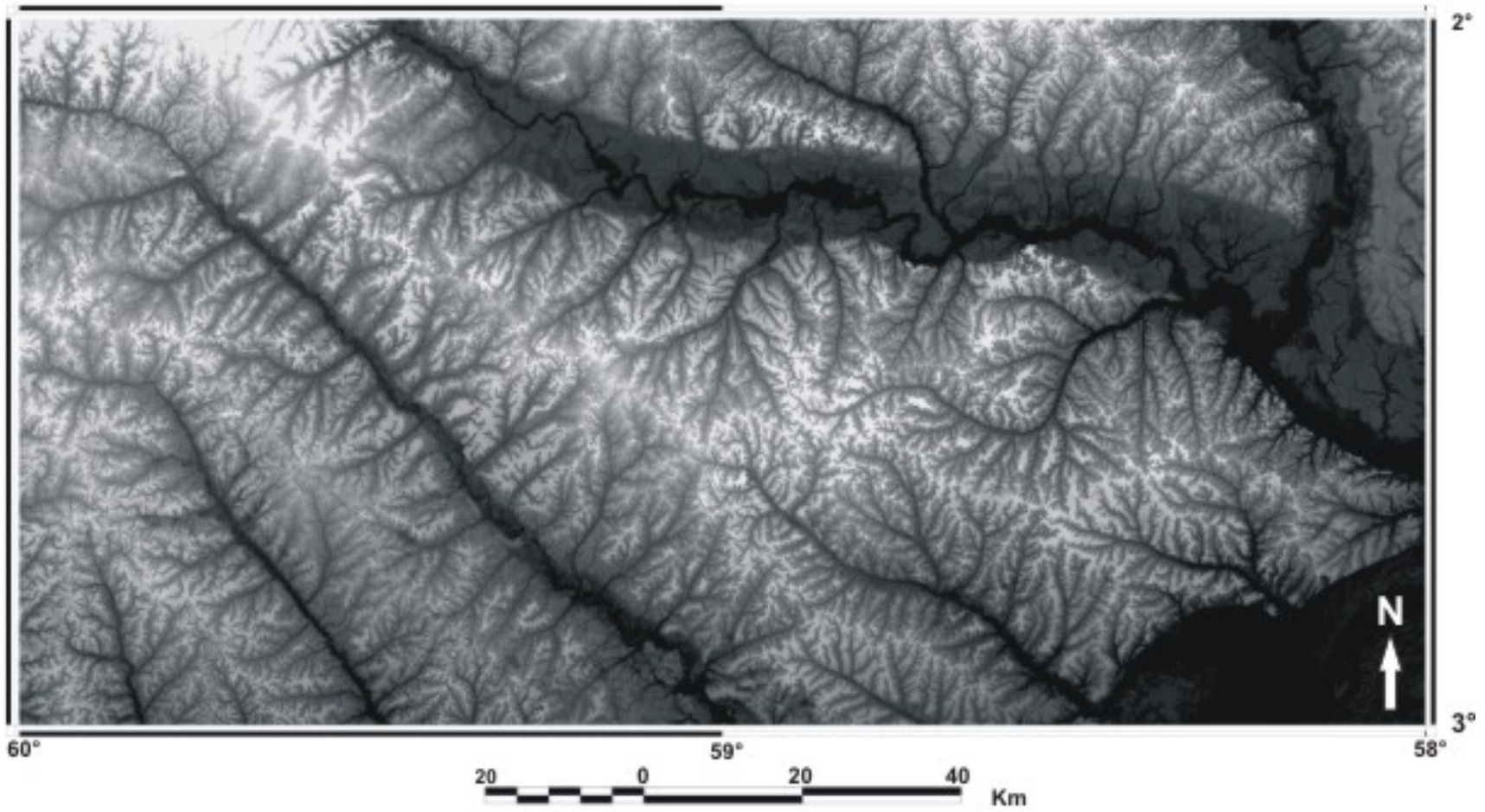


FIGURA 5.10 - Modelo de elevação digital do SRTM (DEMSRTM) na área de estudos.

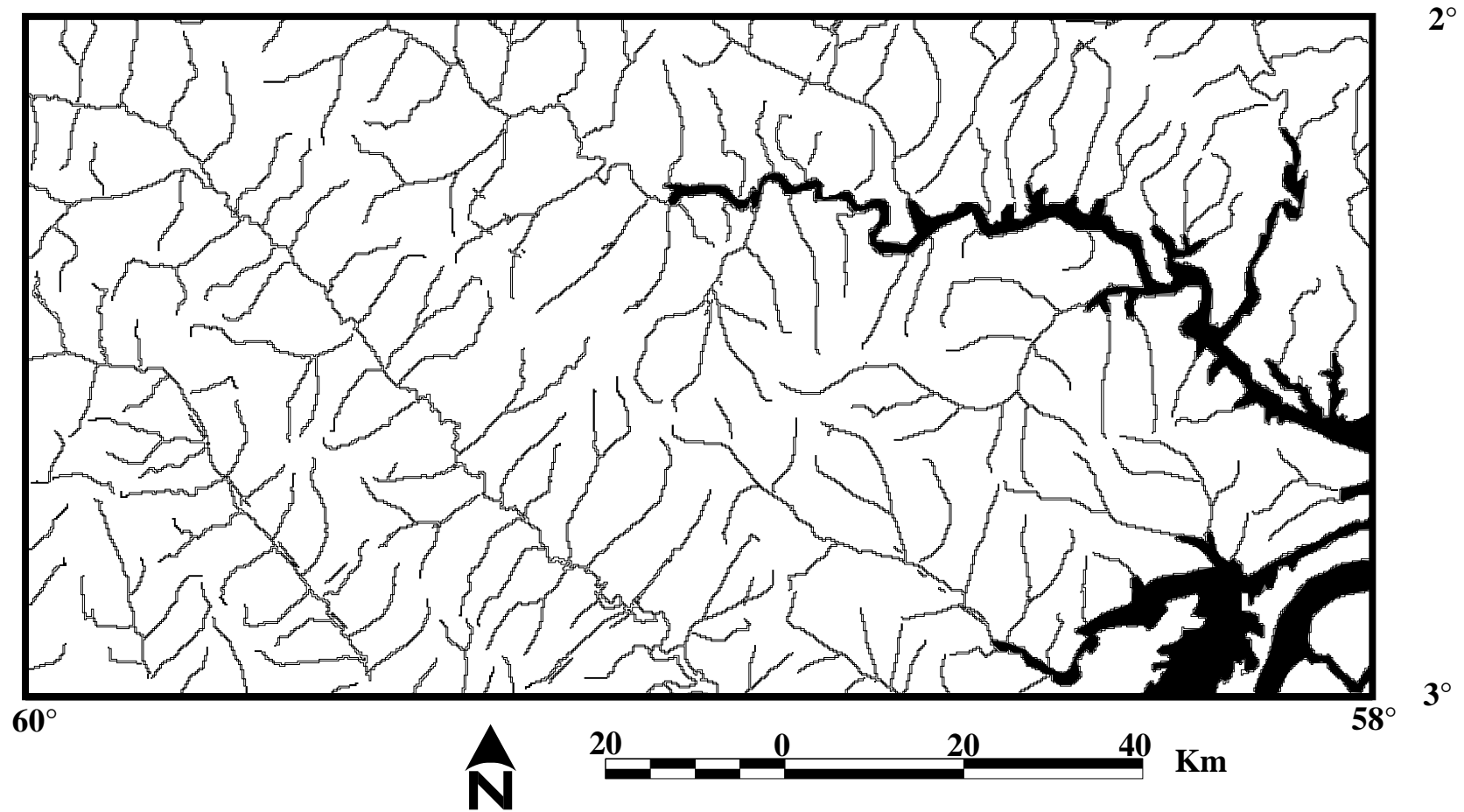


FIGURA 5.11 - Rede de drenagem extraída dos dados do Projeto RADAMBRASIL.  
FONTE: Adaptada de Miranda et al. (1994).

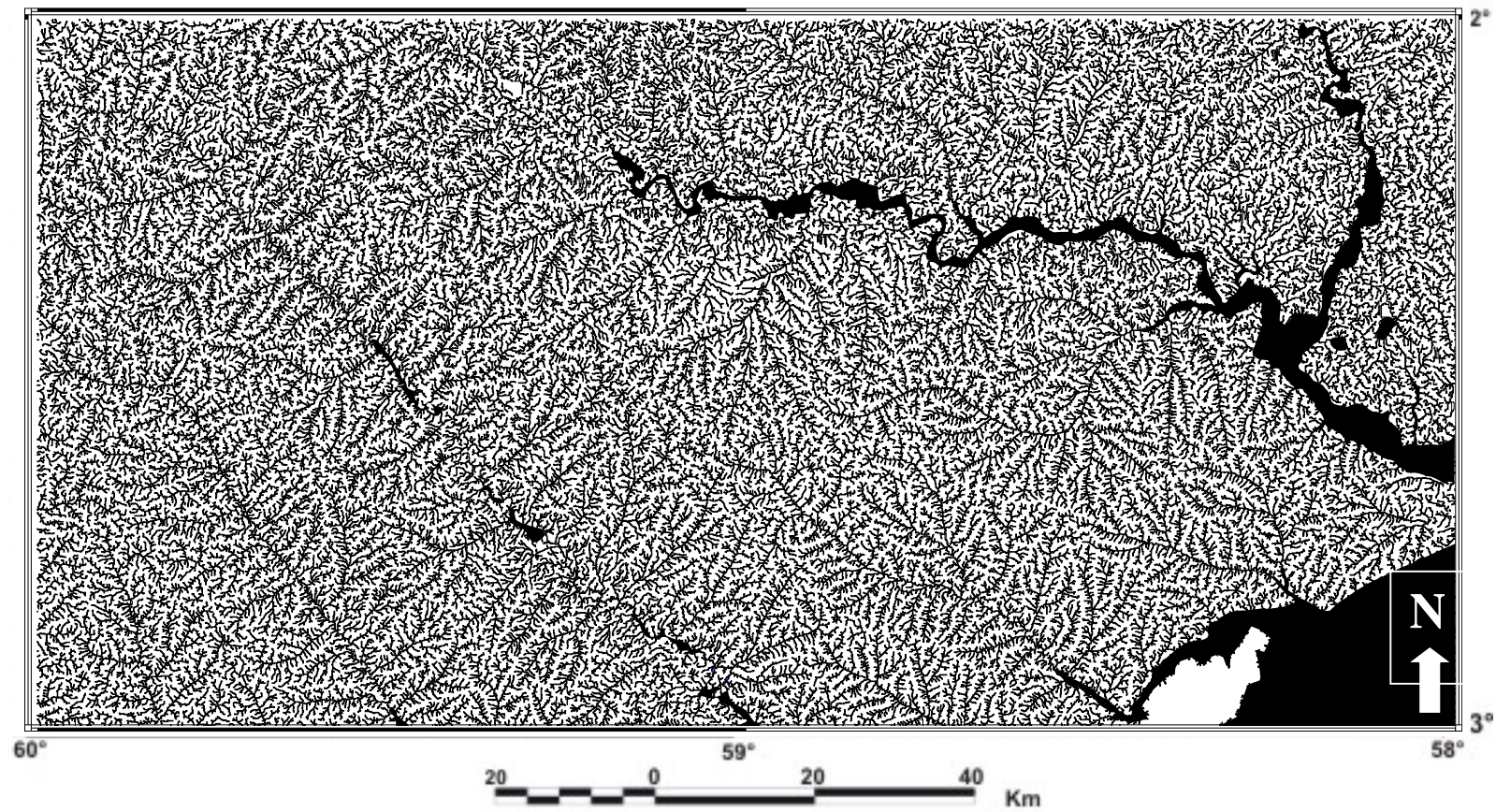


FIGURA 5.12 - Rede de drenagem extraída dos dados SRTM.

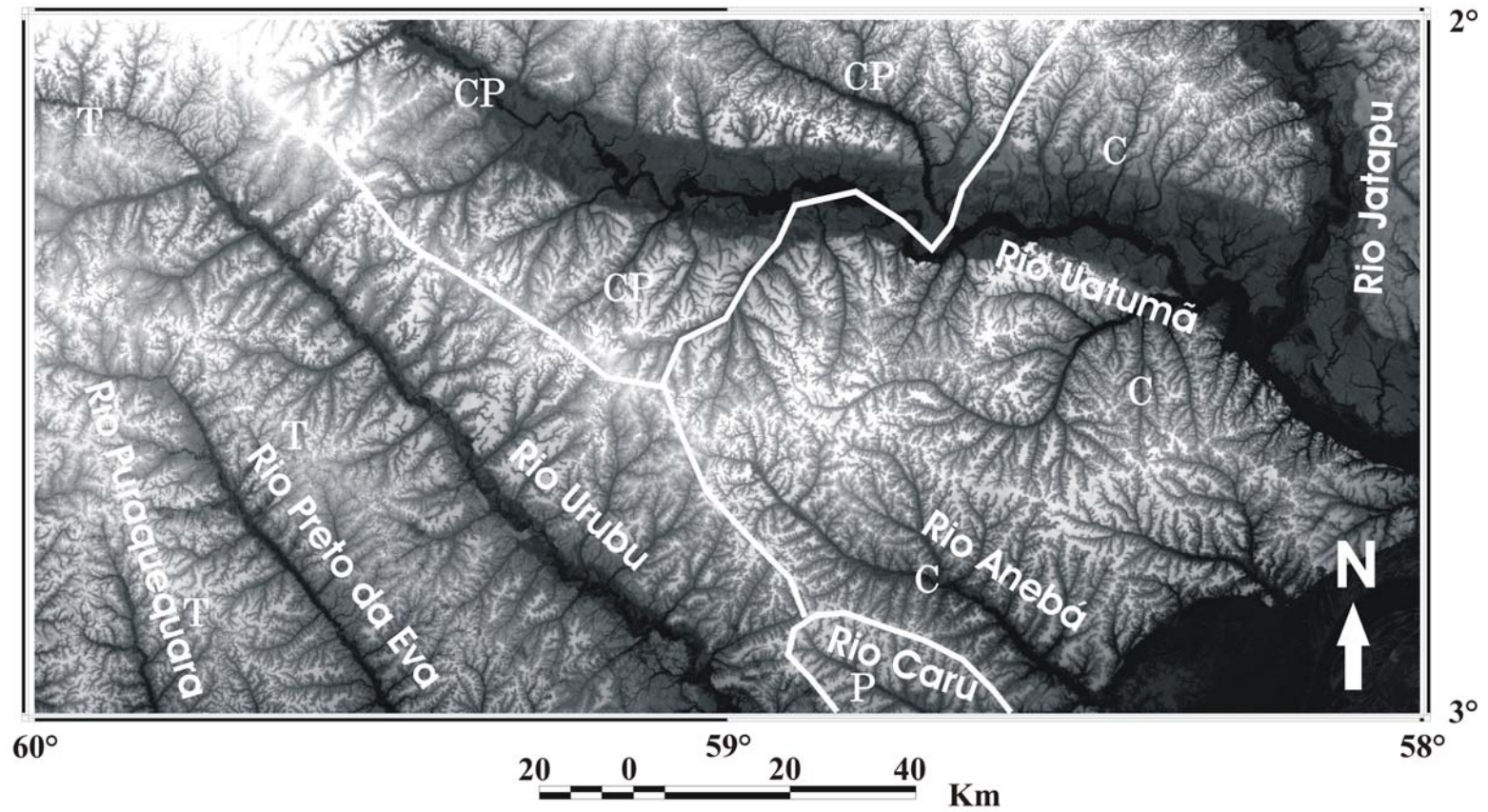


FIGURA 5.13 - Imagem SRTM com sobreposição dos domínios de padrões de drenagem. A= padrão anelar; C=padrão contorcido; CP= padrão complexo; P=padrão pinado; T=padrão treliça.

No contexto desses padrões regionais, procurou-se identificar padrões anômalos locais, indicativos de falhas e fraturas (padrão paralelo, subparalelo) ou de flexuras de camadas (padrões radial e anelar). Esses padrões foram analisados e interpretados segundo as duas abordagens de análise de drenagem anteriormente mencionadas. Alguns arranjos locais foram interpretados como relacionadas à movimentação de blocos de falhas.

A esse respeito, Costa et al. (2001) consideraram o padrão treliça dominante na área de estudo, indicando que os principais rios como Preto da Eva e Urubu estão encaixados em falhas normais e alternam blocos de *horsts* e *grabens*, como no modelo da FIGURA 5.14. De acordo com Iriondo (1982), que identificou importantes feições geomorfológicas nos terrenos da Amazônia Central, essa região é composta por grandes blocos crustais, os quais se moveram independentemente no passado e que continuam sofrendo um processo tectônico lento de reajuste.

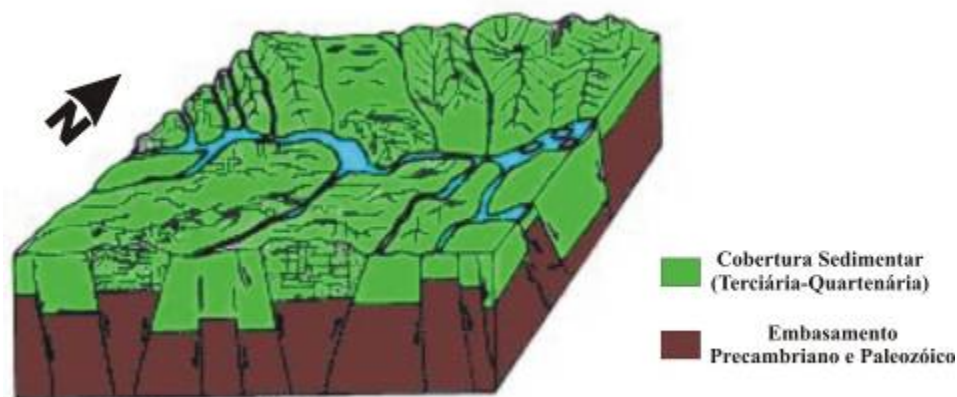


FIGURA 5.14 - Blocodiagrama mostrando o modelo para o padrão treliça na porção oeste da área de estudo.

FONTE: Adaptada de Costa et al. (2001).

Deste modo, a movimentação de blocos pode ser associada ao padrão paralelo ou subparalelo. Devido ao mergulho suave dos estratos sedimentares, os afluentes que correm na direção da reta de maior declive das camadas (drenagem consequente) são, em geral, mais desenvolvidos, mais longos e mais ramificados. Por outro lado, no flanco oposto, os afluentes são pouco desenvolvidos e formados por pequenos regatos

paralelos a subparalelos (drenagem obsequente). Essa relação, indicativa de forte assimetria é comum ocorrer em bacias submetidas a processos tectônicos (Cox, 1994; Hare e Gardner, 1985; Salamuni et al., 2004).

A situação acima mencionada pode ser ilustrada na FIGURA 5.15. Elementos de drenagem relacionados ao bloco estruturalmente soerguido mostram padrão paralelo e apresentam hierarquia fluvial de primeira ou de segunda ordem, com comprimentos menores que os cursos d'água do bloco baixo. Estes são mais desenvolvidas, com hierarquia fluvial de segunda ou terceira ordem, também em padrão paralelo a subparalelo.

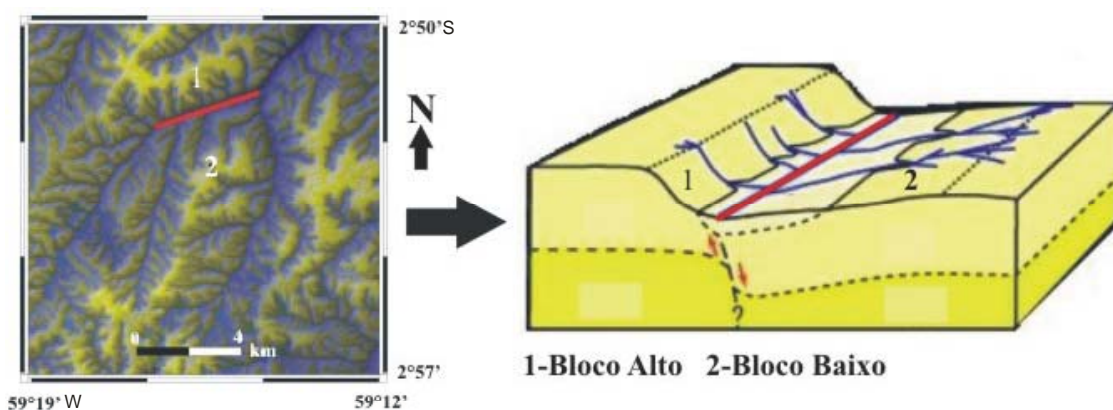


FIGURA 5.15 - Assimetria de drenagem em imagem SRTM, sugerindo a existência de falha normal.

Outro padrão anômalo relativamente comum na rede de drenagem da área de estudo, também indicativo de blocos falhados é exemplificado na FIGURA 5.16 e representado pela combinação alternada de áreas de afogamentos e de estrangulamento fluvial. Essa característica é frequentemente observada em trechos dos rios Preto da Eva e Urubu, no domínio do padrão treliça. No entanto, no Rio Uatumã, próximo ao contato da Formação Alter do Chão com rochas paleozóicas, ocorre uma brusca ampliação da área de inundação. Essa feição está associada a um alinhamento de direção NE dos afluentes em ambas as margens do Rio Uatumã, como pode ser visto através da imagem SRTM na FIGURA 5.17. Esses afluentes também apresentam forte assimetria.

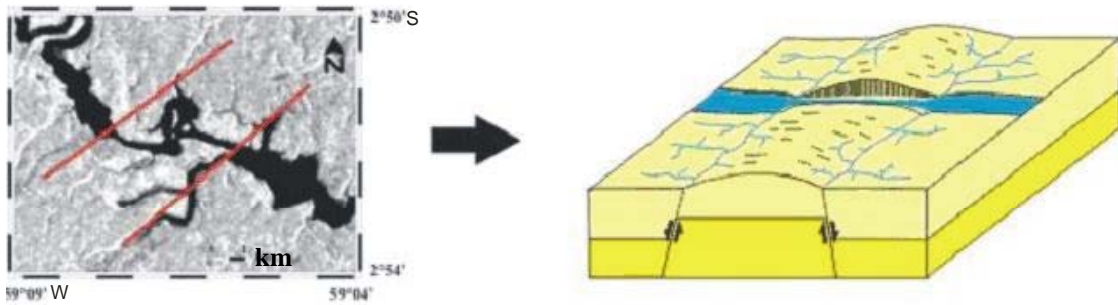


FIGURA 5.16 - Áreas de afogamento e estrangulamento fluvial no rio Preto da Eva, indicativas de movimento de blocos por falhas normais.

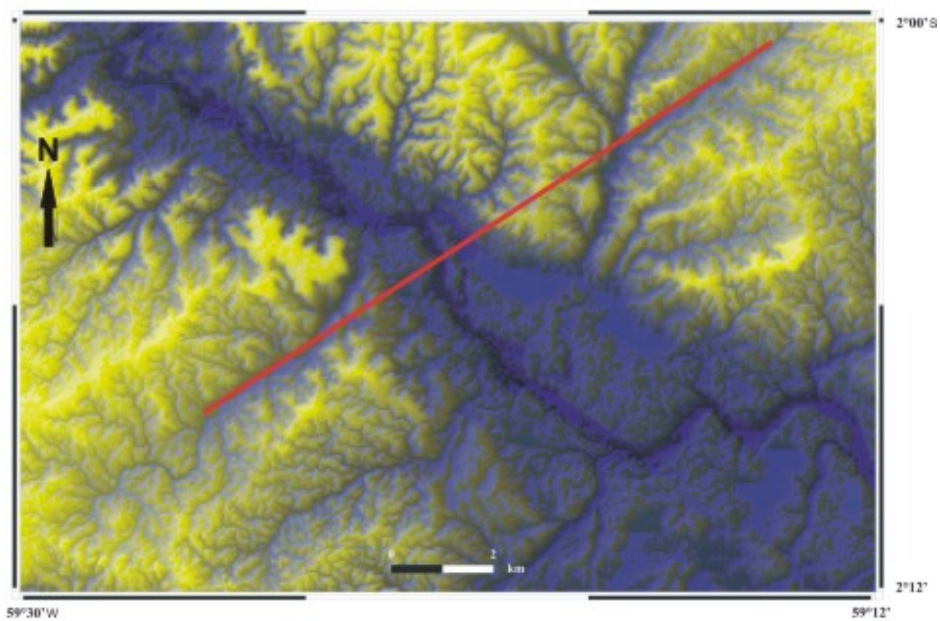


FIGURA 5.17 - Imagem SRTM indicando uma brusca ampliação da área de inundação do Rio Uatumã.

Embora tais configurações locais de drenagem tenham sido interpretadas como associadas a falhas normais no pacote sedimentar, elas comportam também uma segunda interpretação. Considerando que a região tem sofrido esforços compressivos NW-SE associados a movimentos convergentes entre a placa tectônica da América do Sul e as placas do Caribe e de Nazca (Mendiguren e Ritche, 1978), constatados tanto em dados de terremotos (Assumpção e Suárez, 1988) quanto de *breakouts* de poços (Lima et al., 1997), tais configurações de drenagem podem representar também um controle por falhas reversas (FIGURA 5.18).

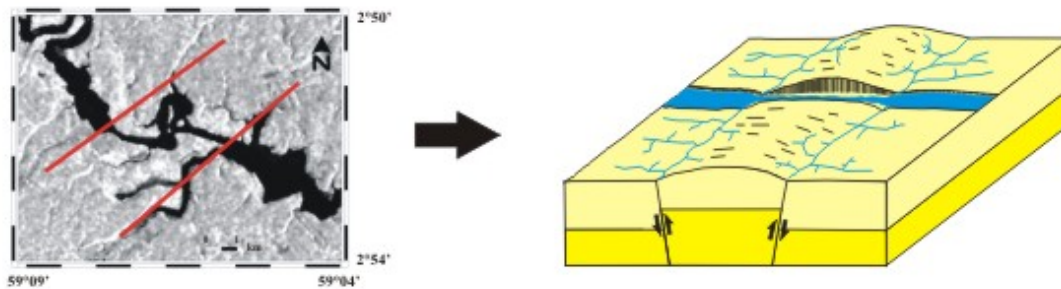


FIGURA 5.18 - Áreas de afogamento e estrangulamento de drenagens no rio Preto da Eva, indicativas de movimento de blocos associados a falhas reversas.

No Rio Uatumã, outro padrão anômalo é caracterizado em alguns seus trechos pelo desvio do curso em curvas de quase noventa graus, alternando sua direção NW para NE. Tal geometria, que ocorre principalmente onde o padrão de drenagem foi classificado como angular, é especialmente concordante com uma série de lineamentos magnéticos tanto de direção NE como NW (FIGURA 5.19), sugerindo um controle exercido por descontinuidades do embasamento nesse trecho do rio.

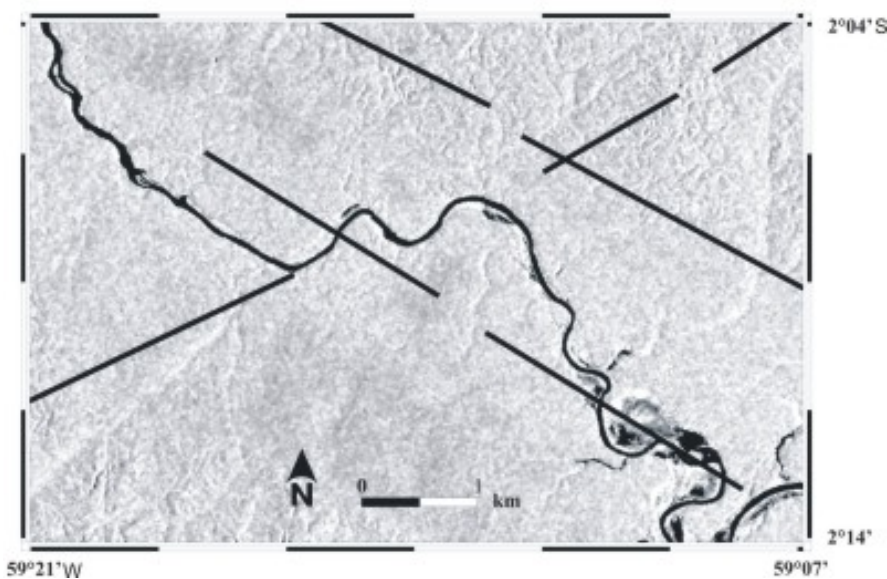


FIGURA 5.19 - Imagem RADARSAT-1 com sobreposição de lineamentos magnéticos, mostrando a alternância de direção que ocorre no Rio Uatumã.

### 5.3 Anomalias Morfoestruturais

Na FIGURA 5.20, é apresentado o mapa geológico com sobreposição da rede de drenagem e das anomalias morfoestruturais, como resultado da análise dos padrões de drenagem relacionados com estruturas arqueadas, conforme descrito na Seção 4.1.2.



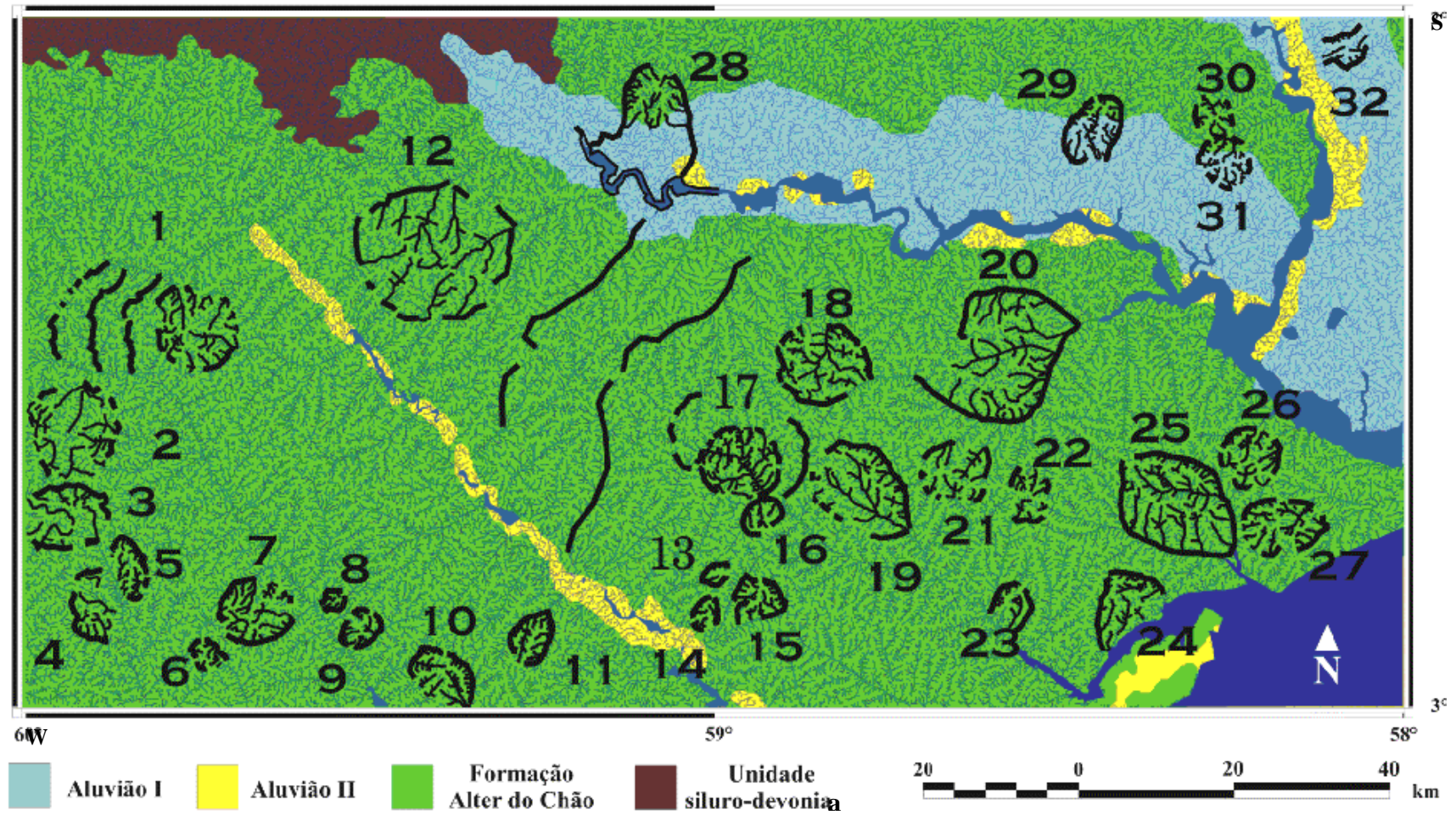
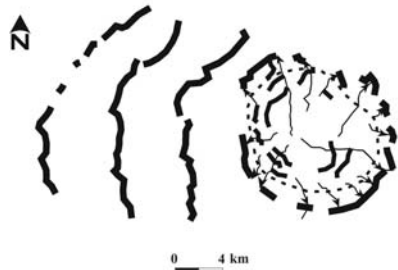

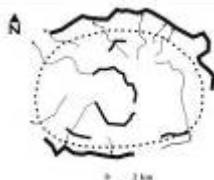


FIGURA 5.20 - Mapa geológico com sobreposição da rede de drenagem e das anomalias morfoestruturais.

São também ilustradas na FIGURA 5.20 as 32 anomalias morfoestruturais de drenagem definidas conforme as descrições dos padrões anômalos radial e anelar, os quais são de interesse para a pesquisa de hidrocarbonetos, visto que podem estar associados a flexuras de camadas sedimentares, constituindo evidências de potenciais trapas petrolíferas.

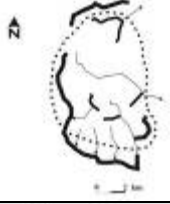

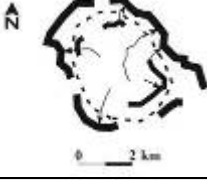
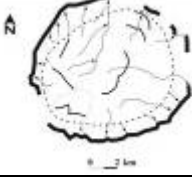
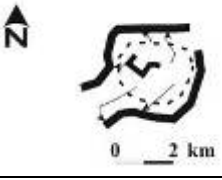
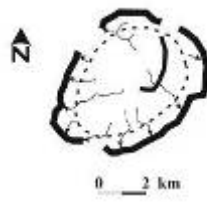
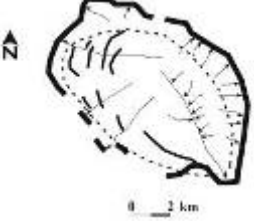
A TABELA 5.4 sintetiza os resultados obtidos nessa interpretação, com a obtenção dos fatores de Confiabilidade ( $F_1$ ) e Similaridade ( $F_2$ ). As TABELAS D1 (Apêndice D) e E1 (Apêndice E), respectivamente, exibem os cálculos para determinação desses fatores.

TABELA 5.4 - Avaliação das anomalias morfoestruturais detectadas.

<b>Número da Anomalia Morfoestrutural</b>	<b>Padrão de Drenagem Relacionado com Estruturas Arqueadas</b>	<b>Fator de Confiabilidade</b>	<b>Fator de Similaridade</b>	<b>Estágio de Erosão</b>	<b>Componentes de drenagem</b>
1	Padrão radial e arcos concêntricos	0,38	0,09	Relevo Positivo	
2	Padrão radial	0,48	0,25	Relevo Positivo	
3	Padrão radial com aparecimento abrupto de sinuosidade	0,55	0,09	Erosão Inicial	


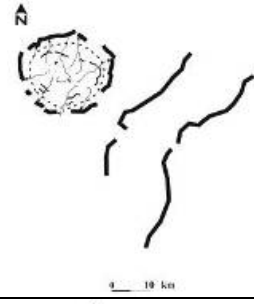
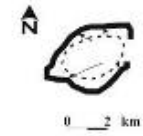

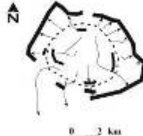
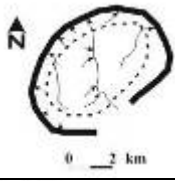
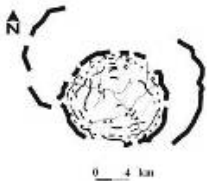

(continua)

TABELA 5.4 – (Continuação)

4	Arcos simples	0,36	0,09	Erosão Inicial	
5	Arcos simples	0,63	0,38	Erosão Inicial	
6	Padrão radial	0,38	0,13	Relevo Positivo	
7	Arcos simples	0,56	0,19	Erosão Inicial	
8	Drenagens lineares interrompidas por arqueamento	0,53	0,03	Erosão Inicial	
9	Padrão radial	0,67	0,14	Relevo Positivo	
10	Padrão radial	0,63	0,09	Erosão Inicial	

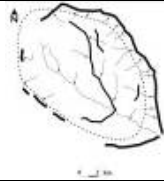
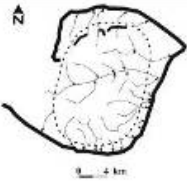
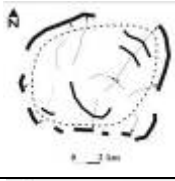

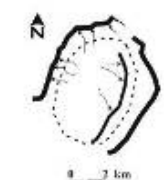
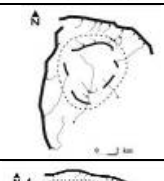
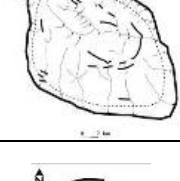
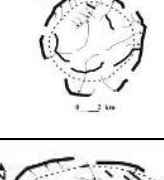
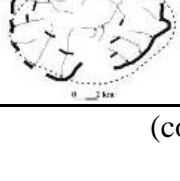
(continua)

TABELA 5.4 – (Continuação)

11	Divergência anormal	0,80	0,25	Erosão Inicial	
12	Padrão radial com arcos concêntricos	0,43	0,09	Erosão Avançada	
13	Padrão radial	0,74	0,06	Relevo Positivo	
14	Padrão radial	0,72	0,06	Relevo Positivo	
15	Padrão radial	0,65	0,28	Relevo Positivo	
16	Arcos simples	0,69	0,03	Erosão Inicial	
17	Padrão Anelar com arcos concêntricos	0,60	0,38	Erosão Avançada	
18	Divergência anormal	0,46	0,09	Erosão Avançada	

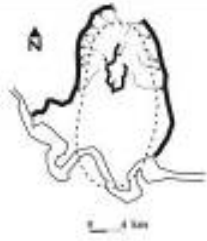

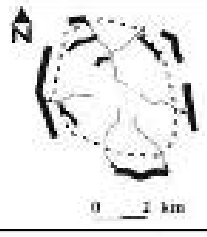
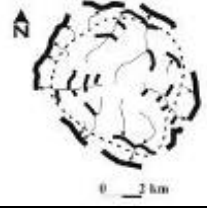
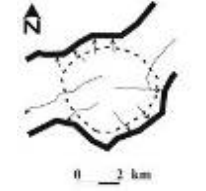
(continua)

TABELA 5.4 – (Continuação)

19	Divergência anormal	0,50	0,28	Erosão Avançada	
20	Divergência anormal	0,50	0,56	Erosão Inicial	
21	Drenagens lineares interrompidas por arqueamento	0,57	0,38	Erosão Inicial	
22	Padrão radial	0,52	0,19	Relevo Positivo	
23	Arcos concêntricos	0,75	0,09	Relevo Positivo	
24	Arcos simples	0,47	0,13	Erosão Inicial	
25	Divergência anormal	0,53	0,75	Erosão Inicial	
26	Drenagens lineares interrompidas por arqueamento	0,40	0,38	Erosão Inicial	
27	Padrão radial	0,47	0,56	Erosão Inicial	

(continua)

TABELA 5.4 – (Conclusão)

28	Arcos simples com aparecimento abrupto de sinuosidade	0,32	0,25	Erosão Inicial	
29	Drenagens lineares interrompidas por arqueamento	0,50	0,14	Erosão Inicial	
30	Padrão radial	0,48	0,13	Relevo Positivo	
31	Padrão radial	0,57	0,19	Relevo Positivo	
32	Drenagens lineares interrompidas por arqueamento	0,62	0,19	Relevo Positivo	

A FIGURA 5.21 indica a legenda usada no item componentes de drenagem da TABELA 5.4.

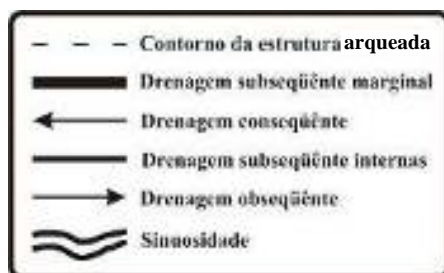


FIGURA 5.21 - Legenda dos elementos de drenagem da TABELA 5.4

Das 32 anomalias morfoestruturais, seis já haviam sido identificadas em trabalhos anteriores: as anomalias 1, 17, 18, 19, 20 e 25, em Miranda et al. (1994), a anomalia 17, em Cunha (1973) e a anomalia 25, em Hunting Geology and Geophysics LTD. (1986), ambos citados por Miranda et al. (1994).

Com base nos modelos de Soares et al. (1982) e Miranda (1983), as anomalias morfoestruturais 5, 11 e 25 foram interpretadas como associadas a blocos basculados, a anomalia 16 como associada a domo falhado (FIGURA 5.22) e as demais anomalias como associadas a estruturas dômicas. Do total de anomalias identificadas, 12 foram relacionadas ao estágio de erosão de relevo positivo, 16 a estágios iniciais de erosão e 4 a estágios avançados de erosão.

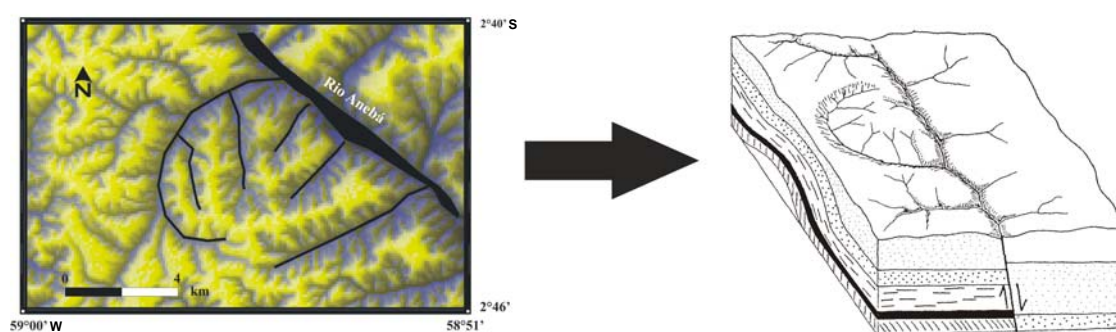


FIGURA 5.22 - Anomalia morfoestrutural 16, correspondendo ao modelo de domo falhado de Miranda (1984).

Para Berger (1994), as anomalias morfoestruturais em estágio de erosão avançada apresentam uma inversão de topografia, com aparecimento de uma calha central e a formação de assimetria convergente, o que pode caracterizar uma depressão estrutural no modelo de Soares et al. (1982). Contudo, reconstruções topográficas utilizando dados topográficos do modelo digital de elevação do SRTM, referentes às anomalias em diferentes estágios de erosão, permitiram dirimir essas dúvidas.

Para a utilização da reconstrução topográfica foram selecionadas três anomalias morfoestruturais em diferentes estágios de erosão, identificando seus padrões de drenagem e características de declividade. Essas informações podem ser usadas como guia para a reconstrução topográfica dessas anomalias morfoestruturais.

A anomalia morfoestrutural, indicada na FIGURA 5.23, é classificada no estágio de relevo positivo (comparar com a FIGURA 3.13a). Essa anomalia exibe topografia central elevada com drenagem subsequente, subsequente secundárias, consequentes e ausência de drenagem obsequente. As inclinações isoclinais são longas, o que facilita a colocação de pontos plani-altimétricos, utilizados na reconstrução topográfica. Na reconstrução topográfica, os contornos originais da estrutura foram guiados pelas medidas de atitude de camada obtidas através do método de três pontos. Para esse procedimento foram colocados pontos plani-altimétricos tanto dentro da área identificada da estrutura, determinada pelas drenagem subsequente (FIGURA 5.23a), como também nos seus arredores. As medidas de atitude mostram sentidos opostos de mergulho dentro da estrutura (FIGURA 5.23b), o que pode ser explicado pela dificuldade na determinação de uma camada guia. Além disso, essas medidas de atitude estão refletindo o sentido de mergulho da superfície, o que não necessariamente é o mesmo sentido de camadas litoestratigraficas. Deste modo, em regiões com grande cobertura sedimentar e vegetal, como a Amazônia, a seleção de inclinações isoclinais torna-se essencial a fim de amenizar esse problema.

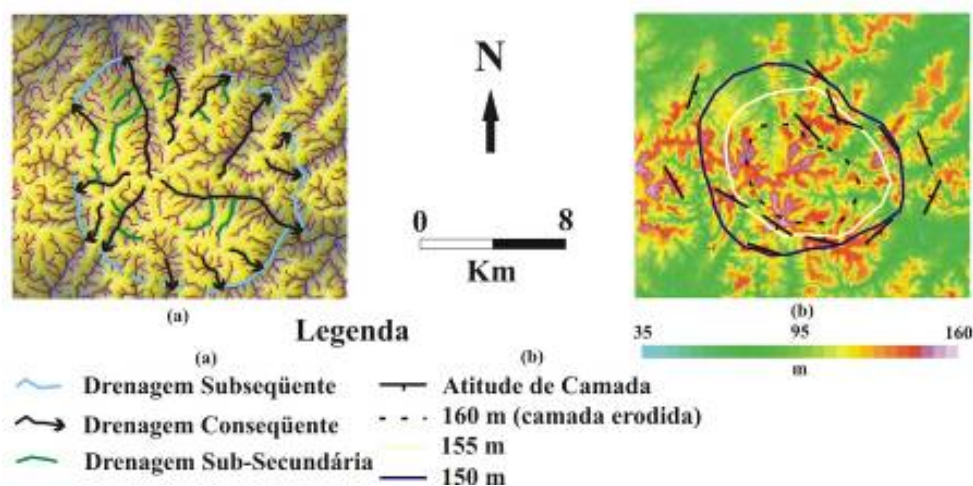


FIGURA 5.23 - Reconstrução topográfica de anomalia morfoestrutural em estágio de relevo positivo: a) imagem SRTM com realce de elementos de drenagem; b) curvas topográficas inferidas definindo a reconstrução da anomalia.

Na FIGURA 5.24a (comparar com a FIGURA 3.13b), a anomalia morfoestrutural é classificada em estágio de erosão inicial. Nesta anomalia ocorre o aparecimento de uma



drenagem central que a divide em duas partes. Essa drenagem, originada de uma antiga drenagem consequente, acaba por erodir o centro do domo, a qual provoca o aparecimento de drenagem obsequentes, que aos poucos vão capturando os canais consequentes, ainda presente neste estágio. Além desses elementos de drenagem, apenas alguns resquícios de inclinações isoclinais presentes próximas ao centro da área da estrutura revelam de se tratar de um domo. Geralmente, as inclinações isoclinais, a partir desse estágio de erosão, tornam-se mais raras, principalmente próximo ao centro da estrutura, sendo que elas estão associadas a pequenas áreas, como pode ser visto na FIGURA 5.24b nas cores rosa e vermelho, as quais representam as maiores altitudes para aquela área.

Como já mencionado, no último estágio de erosão relatado por Berger (1994), ocorre a total inversão da topografia, com ampliação da calha central, desaparecimento dos canais de drenagem consequentes e domínio das drenagem obsequentes no centro da anomalia (comparar FIGURAS 3.13c e 5.25a). As inclinações isoclinais são raras, restando apenas alguns resquícios da topografia original, identificadas a partir das cores rosa e vermelha no centro da estrutura na FIGURA 5.25b. Desta forma, apesar da total inversão topográfica, é possível classificar essa estrutura como domo utilizando os elementos de drenagem e declividade e as informações topográficas do SRTM.

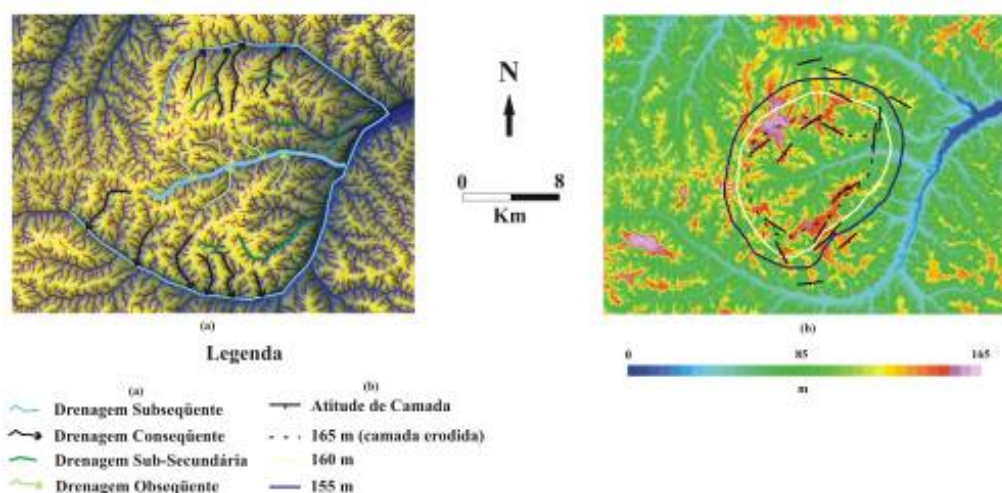


FIGURA 5.24 - Reconstrução topográfica da anomalia morfoestrutural em estágio de erosão inicial: a) imagem SRTM com sobreposição de elementos de drenagem; b) curvas topográficas inferidas definindo a reconstrução da anomalia.

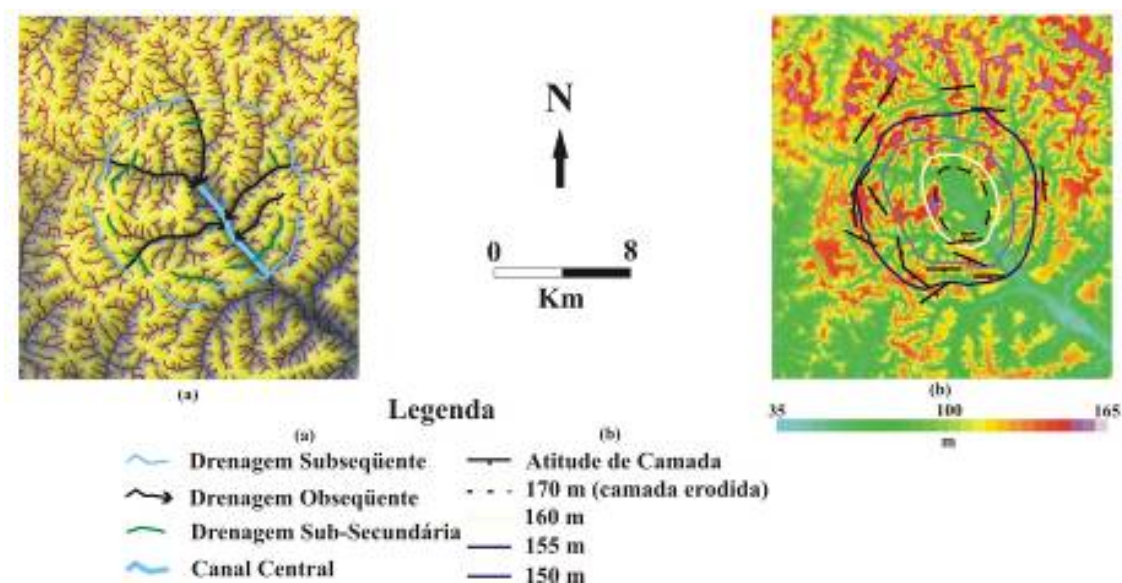


FIGURA 5.25 - Reconstrução topográfica de anomalia morfoestrutural em estágio avançado de erosão: a) imagem SRTM com sobreposição de elementos de drenagem; b) curvas topográficas inferidas definindo a reconstrução da anomalia.

A TABELA 5.5 apresenta as 32 anomalias morfoestruturais hierarquizadas com base no Fator de Similariedade ( $F_2$ ), o qual representa a probabilidade de que uma anomalia positiva seja condicionada por uma estrutura dômica em subsuperfície (Miranda, 1983; Soares et al., 1982). Em caso de igualdade dos valores de  $F_2$ , adotou-se como desempate o Fator de Confiabilidade ( $F_1$ ). Se ainda persistir a igualdade, a prioridade é estabelecida tendo com base no menor estágio de erosão. Caso a igualdade ainda permaneça, a prioridade fica com a anomalia de maior valor de  $F_1$  para a forma anelar, que quantifica a segurança com que se interpreta essa forma como indicadora do traço de acamamento (Miranda, 1983).

TABELA 5.5 - Hierarquização das anomalias morfoestruturais.

Hierarquia da Anomalia Morfoestrutural	Número da Anomalia Morfoestrutural	Caracterização Morfoestrutural	F2	F1
1	25	Anomalia Morfoestrutural em Bloco Basculado	0,75	0,53
2	20	Domo	0,56	0,50

(continua)

TABELA 5.5 – (Conclusão)

3	27	Domo	0,56	0,47
4	5	Anomalia Morfoestrutural em Bloco Basculado	0,38	0,63
5	17	Domo	0,38	0,60
6	21	Domo	0,38	0,57
7	26	Domo	0,38	0,40
8	15	Domo	0,28	0,65
9	19	Domo	0,28	0,50
10	11	Anomalia Morfoestrutural em Bloco Basculado	0,25	0,80
11	2	Domo	0,25	0,48
12	28	Domo	0,25	0,32
13	32	Domo	0,19	0,62
14	31	Domo	0,19	0,57
15	7	Domo	0,19	0,56
16	22	Domo	0,19	0,52
17	9	Domo	0,14	0,67
18	29	Domo	0,14	0,50
19	30	Domo	0,13	0,48
20	24	Domo	0,13	0,47
21	6	Domo	0,13	0,38
22	23	Domo	0,09	0,75
23	10	Domo	0,09	0,63
24	3	Domo	0,09	0,55
25	18	Domo	0,09	0,46
26	12	Domo	0,09	0,43
27	1	Domo	0,09	0,38
28	4	Domo	0,09	0,36
29	13	Domo	0,06	0,74
30	14	Domo	0,06	0,72
31	16	Domo Falhado	0,03	0,69
32	8	Domo	0,03	0,62

A análise da disposição espacial das anomalias morfoestruturais indica que várias delas tendem a se agrupar em áreas bem delineadas, configurando assim domínios morfoestruturais. No total, foram definidos seis domínios morfoestruturais, na FIGURA 5.26 sobrepostos ao mapa de densidade de lineamentos. Tendo em vista que lineamentos são indicativos de possíveis falhas e fraturas, o grau de fraturamento pode ser representado pela densidade de lineamentos, dando uma idéia da favorabilidade da preservação de hidrocarbonetos ( a seja, da integridade do selo) em trapas preexistentes na área de estudo. A partir dessas considerações, foi realizado o estudo de concentração de lineamentos por área unitária, com a geração de um mapa de densidade utilizando uma grade de 3565 metros de resolução. A divisão em 10 classes permitiu mostrar o zoneamento de áreas mais e menos fraturadas de acordo com uma escala de cores, na qual os valores correspondem a metros de lineamentos por área unitária. A área com maiores valores de densidade está localizada, principalmente, a noroeste onde aflora a unidade siluro-devoniana, sem relação com os domínios morfoestruturais (comparar com a FIGURA 5.20). Observar que os valores mais altos de densidade referem-se aos domínios 1 e 2, na parte sudoeste da área de estudo. A partir da comparação da área ocupada pelos domínios morfoestruturais com cada classe de densidade de lineamentos, foi confeccionado o gráfico da FIGURA 5.27. Neste gráfico, foram computadas as áreas dos domínios que correspondem a uma determinada classe do mapa de densidade de lineamentos. Desta forma, pode-se perceber que os domínios morfoestruturais estão localizados em regiões onde a densidade de lineamentos é relativamente baixa, com a maior concentração (99,16%) nas classes de até 8922,8 metros de lineamentos por área unitária (m<sup>2</sup>).

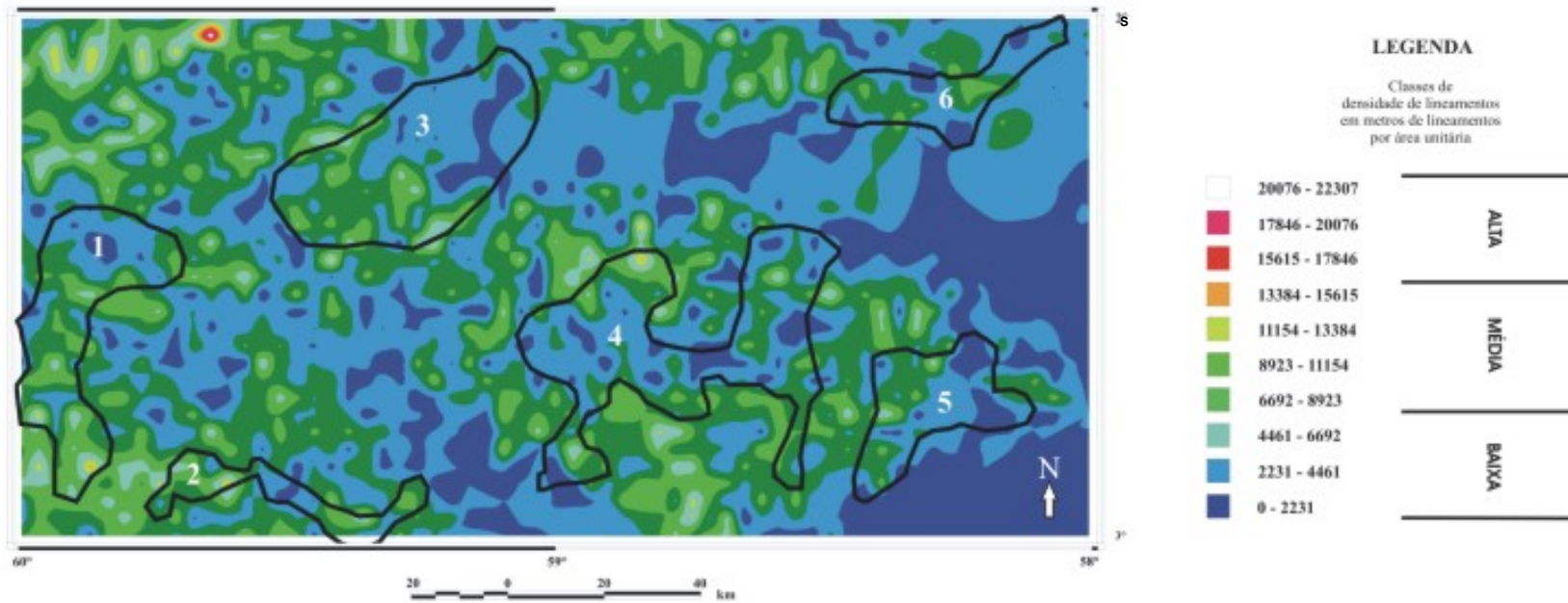


FIGURA 5.26 - Mapa de densidade de lineamentos com sobreposição dos domínios morfoestruturais.

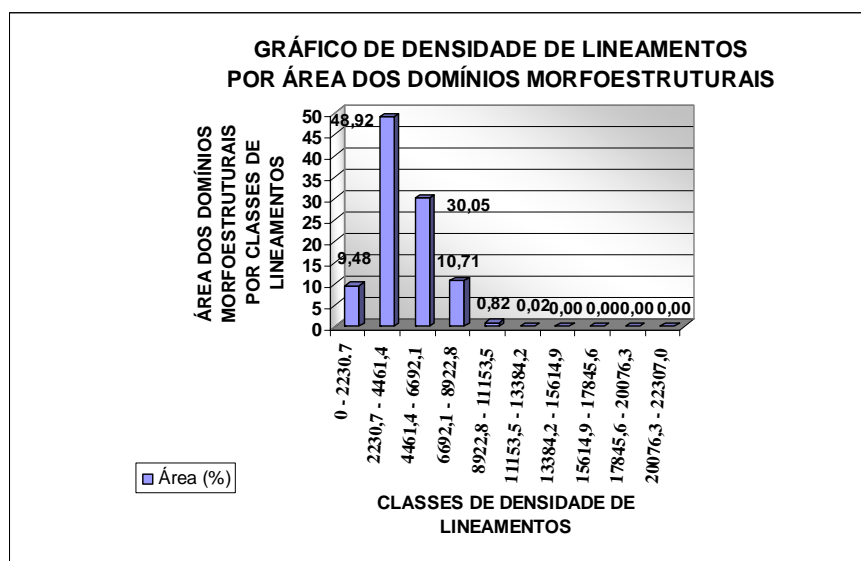


FIGURA 5.27 - Distribuição da densidade de lineamentos nas áreas correspondentes aos domínios morfoestruturais.

#### 5.4 Inferências geológicas obtidas a partir dos dados de aeromagnetometria

Miranda et al. (1994), a partir das relações entre topografia, aeromagnetometria, estruturas geológicas no campo e dados de sensores remotos, dividiram a área de estudo em dois domínios geológicos/geomorfológicos: (1) a região do interflúvio Uatumã-Anebá, onde o arranjo espacial de feições morfoestruturais observáveis em superfície está aparentemente condicionado por descontinuidades do embasamento magnético com direção NW-SE; (2) a região a SW do citado interflúvio, onde, de maneira geral, a geometria dos elementos geomorfológicos e estruturais não se relaciona com o embasamento magnético.

Ao longo da região do interflúvio Uatumã-Anebá, 15 anomalias morfoestruturais foram detectadas, agrupando-se nos domínios morfoestruturais 4 e 5 (comparar FIGURAS 5.20 e 5.26). Através da observação do campo magnético anômalo reduzido ao pólo, com sobreposição dos lineamentos magnéticos e das anomalias morfoestruturais de drenagem (FIGURA 5.28), verifica-se que a localização das anomalias morfoestruturais é condicionada por áreas magneticamente positivas e negativas do embasamento, as quais podem ser representativas de altos e baixos estruturais no substrato cristalino (conforme postulado por Miranda et al., 1994). Além disso, as anomalias

morfoestruturais 13, 15, 20, 25 e 27 dispõem-se contiguamente a lineamentos magnéticos de direção N45-70W. Estes lineamentos foram associados a desvios do curso do Rio Uatumã, no limite norte da área de estudo. Ademais, as citadas anomalias morfoestruturais se situam na província magnética de altas frequências, relacionada à presença de soleiras de diabásio (comparar as FIGURAS 5.28 e 5.29).

As anomalias morfoestruturais 12 e 28, pertencentes ao domínio morfoestrutural 3, na parte centro-norte da área de estudo, mostram-se alinhadas na direção NE com as anomalias morfoestruturais 1 e 2, pertencentes ao domínios morfoestrutural 1. Elas também são contíguas a lineamentos magnéticos de direção N50-70E, ocorrendo na província magnética de baixas frequências, que indica a ausência de soleiras (FIGURA 5.29).

A anomalia morfoestrutural 1 situa-se na cabeceira do Rio Preto da Eva e deve ser resultado do controle local da rede hidrográfica por um alto estrutural do embasamento magnético (Miranda et al., 1994). Do mesmo modo, outras anomalias do domínio morfoestrutural 1 estão situadas sobre áreas magneticamente positivas. As anomalias morfoestruturais 4 e 5, juntamente com as anomalias morfoestruturais 30, 31 e 32, pertencentes ao domínio morfoestrutural 6, orientam-se conforme lineamentos magnéticos de direção N50-70E (FIGURA 5.28).

O domínio morfoestrutural 2 está localizado sobre a província magnética de baixas frequências e ausência de soleiras (comparar FIGURAS 5.26 e 5.29).

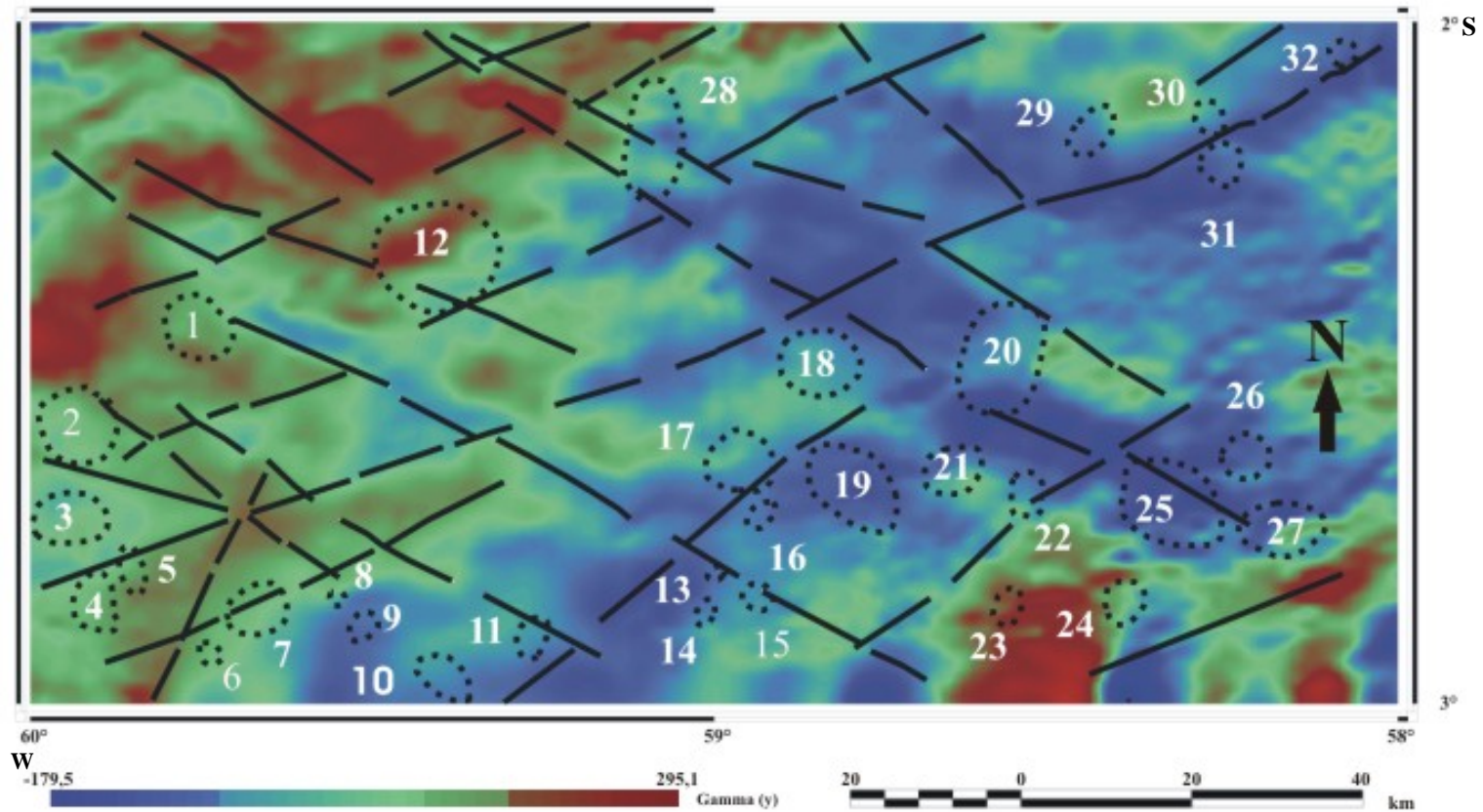


FIGURA 5.28 - Campo magnético anômalo reduzido ao pólo, com sobreposição dos lineamentos magnéticos e das anomalias morfoestruturais de drenagem.

FONTE: Adaptada de Miranda et al. (1994)



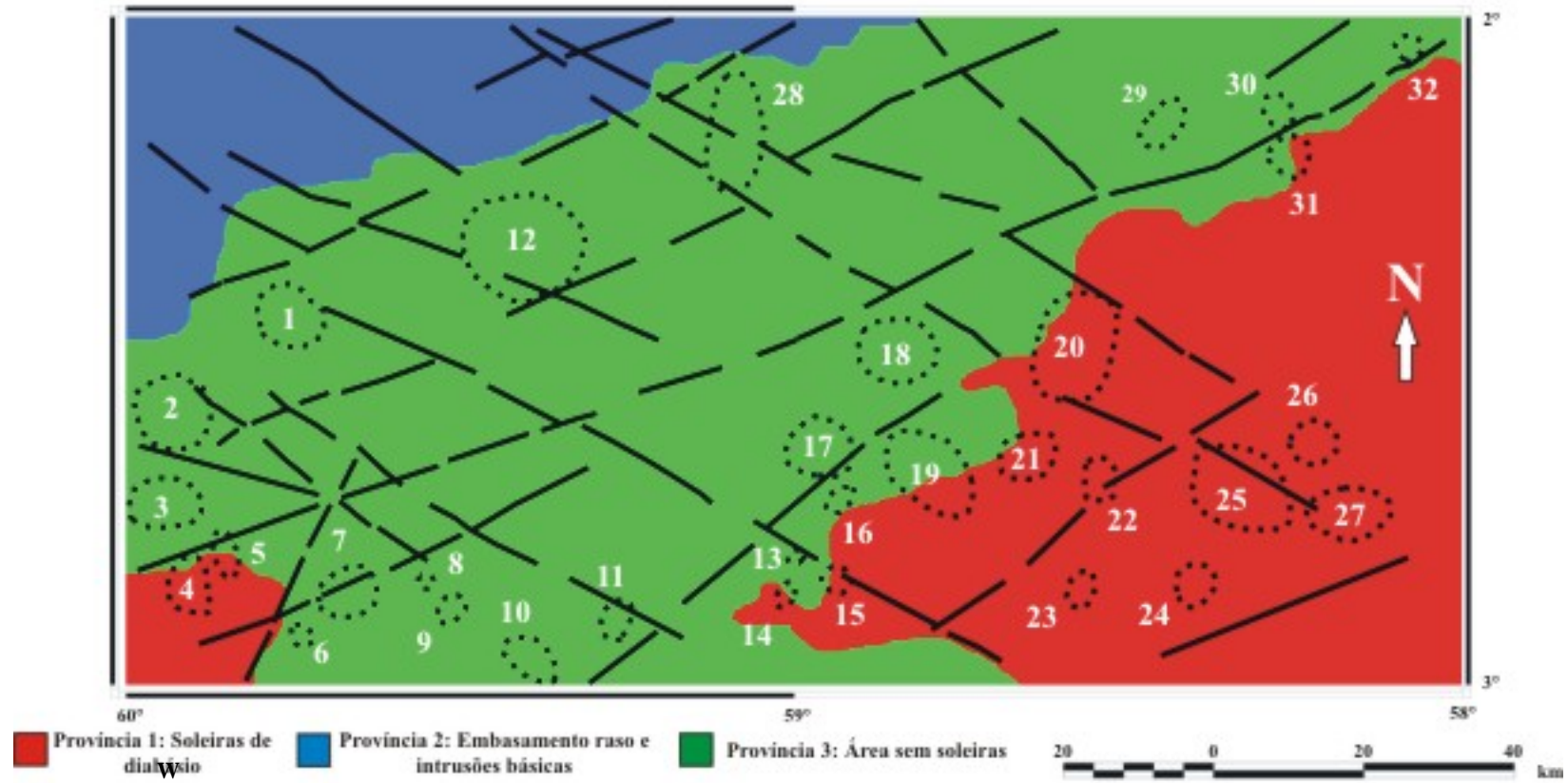


FIGURA 5.29 - Mapa de províncias magnéticas com sobreposição dos lineamentos magnéticos e das anomalias morfoestruturais de drenagem.

FONTE: Adaptada de Miranda et al. (1994)

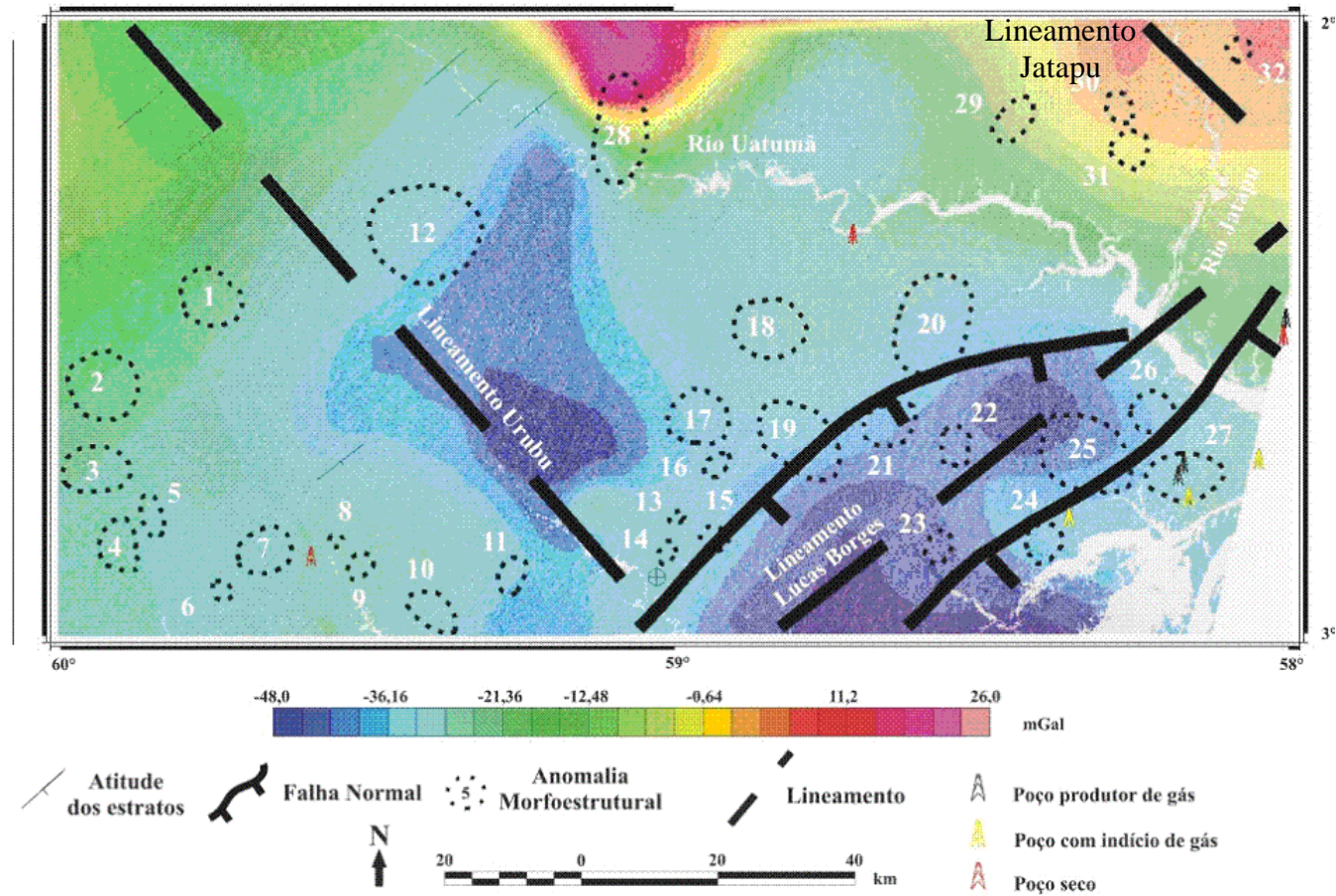
## **5.5 Inferências geológicas obtidas a partir dos dados de gravimetria e estruturais prévios**

A FIGURA 5.30 mostra a fusão IHS do mapa de anomalia Bouguer com a imagem RADARSAT-1 com a sobreposição do mapa estrutural da área de estudo, das anomalias morfoestruturais de drenagem e de poços exploratórios. Nesta figura, os valores de anomalia Bouguer observados se situam na faixa de -48 mGal e 26 mGal, sendo que a faixa norte é caracterizada por altos valores gravimétricos e a faixa centro-sul por valores baixos a intermediários. Algumas anomalias foram identificadas no mapa, sendo interpretadas como segue:

- 1) Na parte sudeste da área de estudo, na região do interflúvio Uatumã-Anebá, verifica-se a ocorrência de um baixo gravimétrico de forma alongada segundo NE, concordante com o lineamento Lucas Borges. A forma deste baixo gravimétrico é controlada por falhas normais, as quais exercem forte controle na distribuição das anomalias morfoestruturais de drenagem. Na parte central desse baixo, próximo ao interflúvio Uatumã-Anebá, ocorre um encurtamento, na direção NW, coincidente com a orientação do interflúvio.
- 2) Outro baixo gravimétrico, localizado entre os rios Urubu e Uatumã, mostra uma região alongada de direção NW coincidente com o lineamento Urubu, onde o rio de mesmo nome está encaixado. Na FIGURA 5.30, fica evidente a influência desse lineamento na conformação do baixo gravimétrico. Ademais, essa região também é caracterizada pela relativa ausência de anomalias morfoestruturais;
- 3) Os maiores valores de gravimetria são relacionados ao alto situado na parte centro-norte na margem esquerda do Rio Uatumã e próximo ao contato com o embasamento. Este alto gravimétrico é coincidente com a anomalia morfoestrutural 28 (FIGURAS 5.20 e 5.30);
- 4) O alto gravimétrico localizado no extremo nordeste da área de estudo é cortado pelo lineamento Jatapu de direção NW (FIGURA 5.30).

A partir das relações observadas entre dados de topografia, aeromagnetometria, gravimetria, estruturais e de sensores remotos, verificou-se que várias anomalias morfoestruturais de drenagem tendem a se alinhar segundo direções bem delineadas, configurando *trends* no arcabouço estrutural da bacia. Como exemplo, pode ser citada a direção NE, definida pela disposição alinhada das anomalias 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21 e 22, e das anomalias 23, 24, 25, 26 e 27 (FIGURA 5.28). Estes *trends* morfoestruturais ocorrem no interflúvio Anebá-Uatumã, na zona de charneira paleozóica, demonstrando forte relação com falhas normais mapeadas por sísmica de reflexão por Neves (1990).

É importante mencionar ainda que também foram reconhecidos *trends* morfoestruturais de direção NW, como aqueles que alinham as anomalias morfoestruturais 20, 25, 26, 27 e 28 e as anomalias 1, 13, 14 e 15, respectivamente, ambos associados a descontinuidades magnéticas do embasamento reconhecidas por Miranda et al. (1994).



⊕ Camada Sub-horizontal

FIGURA 5.30 - Composição IHS: imagem RADARSAT-1 (I) e mapa de anomalia Bouguer (H), com sobreposição de dados estruturais (Miranda et al., 1994; Neves, 1990) e anomalias morfoestruturais de drenagem

## 5.6 Implicações Exploratórias

Com relação ao caráter prospectivo das feições morfoestruturais interpretadas nos dados SRTM, merecem destaque aquelas identificadas na região de Silves, no sudeste da área de estudo. Em tal área, onde os dados gravimétricos sugerem expressiva profundidade do embasamento (FIGURA 5.30), dois poços perfurados pela Petrobrás descobriram acumulações comerciais de gás (1-RUT-1-AM e 3-BRSA-126-AM).

Dados sísmicos nas cercanias de Silves indicam uma estrutura muito favorável mapeada no topo da Formação Itaituba (FIGURA 5.31), em bloco alto da charneira norte da bacia (Costa, 1993, citado por Miranda et al., 1994). Essas informações sísmicas tornam particularmente atrativas as anomalias morfoestruturais ali identificadas, especialmente a de número 27, que ocupa o terceiro posto na hierarquização dasproposta no presente trabalho, posicionada sobre a estrutura mapeada por Costa (1993) (FIGURA 5.31). Vale notar que três outras anomalias morfoestruturais (24, 25 e 26) também ocorrem nessa região. As anomalias 24 e 25 (está última ocupando o primeiro posto na hierarquização das anomalias morfoestruturais), se posicionam sobre falhas reversas mapeadas por Costa (1993), as quais podem estar associadas a anticlinais assimétricos, conforme descrito por Neves (1990), naquela região.

Além do caráter prospectivo promissor dessas anomalias morfoestruturais, como possíveis trapas estruturais, elas estão localizadas em região de baixa a média densidade de lineamentos, o que sugere a integridade do selo. A baixa densidade de feições lineares aponta uma menor atuação dos eventos estruturadores pós-cretácicos, o que pode favorecer a preservação de hidrocarbonetos em trapas pré-existentes.

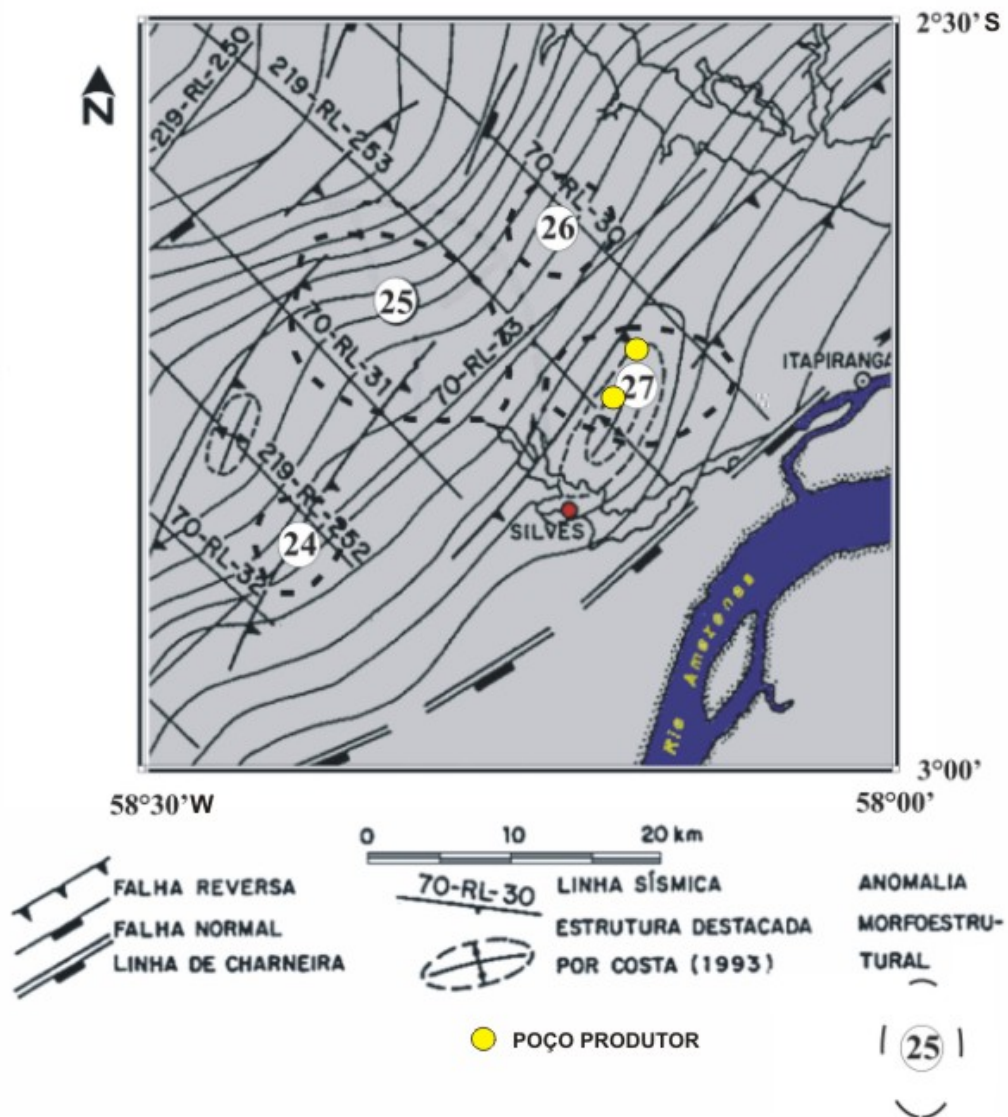


FIGURA 5.31 - Mapa estrutural sísmico nas cercanias de Silves (AM). Horizonte: topo da Formação Itaituba; intervalo de contorno: 20 ms.

FONTE: Adaptada de Miranda et al. (1994)

## CAPÍTULO 6

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise inicialmente isolada e posteriormente integrada com os diferentes dados permitiu o estabelecimento de algumas conclusões sobre a rede de drenagem e o arcabouço estrutural da área de estudo, conforme exposto a seguir:

1. A utilização dos dados SRTM possibilitou a extração da rede automática de drenagem em detalhe na escala de 1:100.000, o que facilitou sua classificação descritiva, genética, assim como a identificação de anomalias morfoestruturais;
2. Através da correspondência dos lineamentos morfológicos, magnéticos e gravimétricos obtiveram-se os intervalos N45-70W e N50-70E como os mais relevantes. O primeiro deles é correspondente a falhas transcorrentes sinistrais e o segundo a falhas normais e reversas mapeadas por dados sísmicos;
3. Os domínios de padrões de drenagem descritos na área de estudo foram treliça, pinado, contorcido, anelar e complexo, esse último composto pela ocorrência simultânea de treliça, angular e contorcido. Todos esses domínios foram classificados com rede de drenagem desenvolvidas, exceto o padrão pinado classificado como rede de drenagem composta;
4. A forte assimetria das sub-bacias dos rios Preto da Eva e Urubu foi indicada por elementos de drenagem relacionados ao bloco estruturalmente soerguido, mostrando padrão paralelo e apresentando hierarquia fluvial de primeira ou segunda ordem, com comprimentos menores que os cursos d'água do bloco baixo. Estes são mais desenvolvidos, com hierarquia fluvial de segunda ou terceira ordem, também em padrão paralelo a subparalelo;
5. Outro padrão anômalo relativamente comum na rede de drenagem e também indicativo de blocos falhados é representado pela combinação alternada de áreas

de afogamentos e de estrangulamento de drenagem. Essa característica é freqüentemente observada em trechos dos rios Preto da Eva e Urubu, no domínio do padrão treliça. Tais configurações locais de drenagem forma interpretadas como associadas a falhas normais no pacote sedimentar. Uma interpretação alternativa inclui o controle da rede hidrográfica por falhas reversas;

6. Com base nos padrões assimétrico, radial e anelar, foram identificadas 32 anomalias morfoestruturais relacionadas com estruturas arqueadas, das quais 12 foram relacionadas a estágio de erosão de relevo positivo, 15 estágio inicial de erosão e 5 estágio avançado de erosão. Além disso, as anomalias morfoestruturais 5, 11 e 25 foram caracterizadas como Anomalia Morfoestrutural em bloco basculado, a anomalia 16 associada com domo falhado e as demais anomalias caracterizadas como domos;
7. A área obtida através da comparação do contorno dos domínios morfoestruturais com cada classe de densidade de fraturas mostra que as anomalias estão situadas em regiões onde a densidade de fraturamentos é baixa;
8. Verificou-se que várias anomalias morfoestruturais tendem a se alinhar segundo direções bem delineadas, configurando *trends* no arcabouço estrutural da bacia. Como exemplo pode ser citada a direção NE, definida pela disposição alinhada das anomalias 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21 e 22, e das anomalias 23, 24, 25, 26 e 27. Estes *trends* morfoestruturais ocorrem no interflúvio Anebá-Uatumã, na zona de charneira paleozóica, demonstrando forte relação com falhas normais;
9. *Trends* morfoestruturais de direção NW foram reconhecidos, como aquele que alinha as anomalias morfoestruturais 20, 25, 26, 27 e 28 e as anomalias 1, 13, 14 e 15, ambos associados a descontinuidades magnéticas do embasamento;
10. A anomalia morfoestrutural 27, que ocupa o terceiro posto na hierarquização das anomalias morfoestruturais, posiciona-se sobre uma estrutura exploratoriamente favorável mapeada por sísmica no topo da Formação Itaituba, no bloco alto da



charneira norte da bacia. Ademais, três outras anomalias morfoestruturais (24, 25 e 26) também ocorrem nessa região. As anomalias 24 e 25 (esta última ocupando o primeiro posto na hierarquização das anomalias morfoestruturais) se posicionam sobre falhas reversas mapeadas por Costa (1993), as quais podem estar associadas a anticlinais assimétricos, conforme descrito por Neves (1990) naquela região.

## **CAPÍTULO 7**

### **RECOMENDAÇÕES**

As recomendações sugeridas a seguir, têm o objetivo de dar continuidade à pesquisa.

- Utilização da geometria fractal para analisar os lineamentos morfológicos (Freitas et al., 2006).
- Utilização de medidas da dimensão fractal da topografia SRTM para estimar domínios de ação da erosão e possíveis taxas de denudação associadas (Weissel et al., 1995).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adam, S.; Toutin, T.; Pietronito, A.; Brugman, M. Using ortho-rectified SAR imagery acquired over rugged terrain for thematic application in glacier hydrology. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 1, p. 76-80, Mar. 1997.

Aghassy, J.; Berger, Z. Application of side-looking color infrared photography for structure detection in subtle topography. In: International Symposium on Remote Sensing of Environment, 15., 1981, Ann Arbor, MI. **Proceedings...** Ann Arbor, MI: ERIM, 1981. p. 491-498.

Albright, J. S. **Storm hydrograph comparisons of subsurface pipe and stream channel discharge in a small, forested watershed in northern California**. 1999. 118p. Dissertação (Master of Science) – The Faculty of Humboldt State University, Arcata. 1999.

Almeida Filho, R.; Miranda, F. P.; Beisl, C. H. Evidência de uma mega captura fluvial no Rio Negro (Amazônia) revelada em modelo de elevação digital da SRTM. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 12., 2005, Goiânia. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2005. p. 1701-1707, 2005. 1 CD-ROM.

Amaral, G. **Geologia pré-cambriana da região amazônica**. 1974. 212p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo. 1974.

Assumpção, M.; Suárez, G. Source mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. **Geophysical Journal International of the Royal Astronomical Society**, v. 92, n. 2, p. 253-267, Oct. 1988.

Beisl, C. H. **Integração de dados de sensoriamento remoto, geologia, gravimetria e topografia para o estudo do arcabouço estrutural em uma parte do compartimento nordeste da Bacia do Recôncavo**. 1996. 130p. (INPE-9611-TDI/838). Dissertação

(Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1996.

Berger, Z. The use of LANDSAT data for detection of buried and obscured geologic structures in the East Texas Basin, U. S. A. In: International Symposium on Remote Sensing of Environment, Thematic Conference: Remote Sensing for Exploration Geology, 2., 1982, Fort Worth, TX. **Proceedings...** Ann Arbor, MI: ERIM, 1982. p. 579-589.

Berger, Z. Structural analysis of low relief basins using LANDSAT data. In: International Symposium on Remote Sensing of Environment, Thematic Conference: Remote Sensing for Exploration Geology, 3., 1984, Colorado Springs, CO. **Proceedings...** Ann Arbor, MI: ERIM, 1984. p. 251-272.

Berger, Z. **Satellite hydrocarbon exploration:** Interpretation and integration techniques. Berlin: Springer-Verlag-Heidelberg, 1994. 319p.

Berger, Z.; Corona, F. V. LANDSAT structural analysis of the Rhine Valley and the Jura Mountains area, Western Europe. In: International Symposium on Remote Sensing of Environment, Thematic Conference: Remote Sensing for Exploration Geology, 5., 1986, Reno, NV. **Proceedings...** Ann Arbor, MI: ERIM, 1987. p. 35-48.

Bourgine, B.; Baghdadi, N. Assessment of C-band SRTM DEM in a dense equatorial forest zone. **Computers Rendus Geoscience**, v. 337, n. 14, p. 1225-1234, Oct./Nov. 2005.

Castilho, J. G. **Integração de dados de métodos potenciais e de sensoriamento remoto como subsídio à exploração petrolífera offshore nas bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha.** 2005. 177p. Dissertação (Mestrado em Ciência em Engenharia Civil) – COPPE - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2005.

Catani, F.; Farina, P.; Moretti, S.; Nico, G.; Strozzi, T. On the application of SAR interferometry to geomorphological studies: Estimation of landform attributes and mass movements. **Geomorphology**, v. 66, n. 1-4, p. 119-131, Mar 2005.

Chauvaud, D.; Delfaud, J. Use of morphostructural analysis to show halokinesis during Mio-Plio-Quaternary in the South-West part of Aquitain Basin. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v. 173, n. 4, p. 317-335, 2002.

Christofolletti, A; **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1980. 188p.

Cordani, U. G.; Tassinari, C. C. G.; Teixeira, W.; Basei, M. A. S.; Kawashita, K. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. Congresso Geológico Chileno, 2., 1979, Arica, Chile. **Actas...** Ciudad de Arica: Instituto de Investigaciones Geológicas, 1979. p. 137-148.

Costa, A. R. A. **Tectônica Cenozóica e movimentação salífera da Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca**. 2002. 238p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará, Belém. 2002.

Costa, R. **Mapeamento estrutural sísmico e perspectivas exploratórias da área de Uatumã, Província de Manaus**. Belém: PETROBRAS. Relatório Interno, 1993.

Costa, J. B. S.; Bemerguy, R. L.; Hasui, Y.; Borges, M. S. Tectonics and paleogeography along the Amazon River. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 4, p. 335-347, Sep 2001.

Cox, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571-581, May 1994.

Cuiña Filho, E. P. **Emprego de técnica de sensoriamento remoto e métodos potenciais na caracterização estrutural do embasamento da Bacia de Camamu-**

**Almada, BA.** 2004. 93p. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil) – COPPE - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2004.

Cunha, E. R. S. P. **Integração digital de imagens de radar e Landsat-TM com dados geológicos e aerogamaespectrométricos no auxílio ao mapeamento geológico da região do Complexo Granítico Estrela – Pará (PA).** 2002. 149p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002.

Cunha, P. R. C.; Gonzaga, F. G.; Coutinho, L. F. C.; Feijó, F. J. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 1; p. 47-55, Jan./Mar. 1994.

Cunha, S. B.; Machado, M. B.; Mousinho de Méis, M. R. Drainage basin morphometry on deeply weathered bedrocks. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 19, n. 2, p. 125-139, Jun. 1975.

Curkendall, D.; Fielding, E. J.; Cheng, T.; Pohl, J. M. A Computational-Grid Based System for Continental Drainage Network Extraction Using SRTM Digital Elevation Models, In: International Conference on Parallel Processing Workshops, 3., 2003, p. 181, Kaohsiung, Taiwan. **Proceeding...** Kaohsiung, Taiwan: IEEE Computer Society, 2003. p. 181.

Deffontaines, B.; Chorowicz, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v. 194, n. 3, p. 237-263, Aug. 1991.

Del Monte, M.; Fredi, P.; Palmieri, E. L.; Salvini, F. Fractal analysis to define drainage network geometry. **Bollettino della Società Geologica Italiana**, v. 118, n. 1, p. 167-177, 1999.

Demaison, G.; Huizinga, B. J. Genetic classification of petroleum systems. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 75, n. 10, p. 1626-1643, Oct. 1991.

Derruau, M. Los sistemas de erosión de los países intertropicales. In: \_\_\_\_\_.

**Geomorfologia**. Barcelona, Ariel, 1965. 442 p. cap. 7, p. 215-224.

Dino, R.; Silva, O.B.; Abrahão, D. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Simpósio do Cretáceo do Brasil, 5., 1999, Rio Claro. **Boletim de resumos...** Rio Claro: SBG, 1999. p.557-565.

Douglas, D. H. Experiments to locate ridges and channel to create a new type of digital elevation model. **Cartographica**, v. 23, n. 4, p. 29-61, Dec. 1986.

Duren, R.; Wong, E.; Breckenridge, B.; Shaffer, S.; Duncan, C.; Tubbs, E.; Salomon, P. Metrology, attitude, and orbit determination for spaceborne interferometric synthetic aperture radar. In: SPIE AeroSense Conference on Acquisition, Tracking and Pointing, 12., 1998, Orlando. **Proceedings...** Orlando: SPIE, 1998. Disponível em: <[http://www2.jpl.nasa.gov.srtm/spie\\_1998.pdf](http://www2.jpl.nasa.gov.srtm/spie_1998.pdf)> Acesso em: 20 mar. 2005.

Falorni, G.; Teles, V.; Vivoni, E. R.; Brás, R. L.; Amaratunga, K. S. Analysis and characterization of the vertical accuracy of digital elevation models from the Shuttle Radar Topography Mission. **Journal of Geophysical Research**, v. 110F, n. 2, p. F02005, Jun 2005.

Fernandes, F. L.; Chang, H. K. Modelagem gravimétrica da bacia de Taubaté - vale do rio Paraíba do Sul, leste do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 19, n. 2, p. 131-144, Set. 2002.

Forsberg, B. R.; Hashimoto, Y.; Rosenqvist, A.; Miranda, F. P. Tectonic fault control of wet land distributions in the Central Amazon revealed by JERS-1 radar imagery. **Quaternary International**, v. 72, n. 1, p. 61-66, Oct. 2000.

Franzinelli, E.; Igreja, H. L. S. Modern sedimentation in the lower Negro River, Amazonas State, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, n. 3-4, p. 259-271, May 2002.

Freitas, R. C.; Rostirolla, S. P.; Ferreira, F. J. F. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati – Rio Bonito, Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências**, v. 14, n. 1, p.71-93, Mai 2006.

Gonzaga, F. G.; Gonçalves, F. T. T.; Coutinho, L. F. C. Petroleum geology of the Amazonas Basin, Brazil: modeling of hydrocarbon generation and migration. In: Mello, M. R.; Katz, B. J. (eds.) **Petroleum systems of South Atlantic Margins**. Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists Memoir 73, 2000. cap. 13, p. 159-178.

Greenlee, D. D. Raster and vector processing for scanned linework. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 53, n. 10. p. 1383-1387, Oct. 1987.

Haneberg, W. C. A Lagrangian interpolation method for three-point problems. **Journal of Structural Geology**, v. 12, n. 7, p. 945-947, 1990.

Hanssen, R. F. **Radar Interferometry: Data interpretation and analysis**, New York: Springer, 2001. 308p.

Hare, P. W; Gardner, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Tectonic Geomorphology: Annual Binghamton Geomorphology Simp., 15., Binghamton, 1985. **Proceeding...** Boston: Unwin, 1989. p. 76-104.

Harris, J. R.; Bowie, C.; Renz, A. N.; Graham, D. Computer-enhancement techniques for the integration of remotely sensed, geophysical, and thematic data for the geosciences. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 20, n. 3, p. 210-221, Sep. 1994.

Harris, J. R.; Murray, R.; Hirose, T. IHS transform for the integration of radar imagery with other remotely sensed data. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 56, n. 12, p. 1631-1641, Dec. 1990.

Hasui, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5., 1996, Belém. **Boletim de resumos de geologia e guia de excursões da Amazônia...** Belém: SBG, 1996. p. 31-34.



Herwitz, S. R. Landforms under a tropical wet forest cover on the Osa Peninsula, Costa Rica. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 25, n. 3, p. 259-270, Sep. 1981.

Horbe, A. C. M.; Horbe, M. A.; Suguio, K. Origem dos depósitos de areias brancas no nordeste do Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n. 1, p. 41-50, Mar 2003.

Howard, A. D. Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A summation. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, Nov 1967.

Iriondo, M. Geomorfologia da planície Amazônica. In. Simpósio do Quaternário do Brasil, 4., 1982, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1982. p. 323-348.

Jenson, S. K.; Domingue, J. O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 54, n. 11, p. 1593-1600, Nov. 1988.

Jones, J. A. A.. The effects of soil piping on contributing areas and erosion patterns. **Earth Surface Processes and Landforms**, v 12, n. 3, p. 229-248, May/Jun. 1987.

Jordan, G.; Meijninger, B. M. L.; Hinsbergen, D. J. J.; Meulenkamp, J. E.; Dijk, P. M. Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 7, n. 3, p. 163-182, Nov 2005.

Kane, M. F.; Godson, R. H. Features of a pair long-wavelength (>250 km) and short-wavelength (<250 km) Bouguer gravity maps of the United States. In: Hinze, W. J. (ed.) **The utility of regional magnetic and gravity anomaly maps**. New York: Society of Exploration Geophysicists, 1985. p. 46-61.

Kervyn, F. Modelling topography with SAR interferometry: illustrations of a favourable and less favourable environment. **Computers & Geosciences**, v. 27, n. 4, p. 1039-1050, Nov 2001.

Lima, C.; Nascimento, E.; Assumpção, M. Stress orientation in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in South America Plate. **Geophysical Journal International**, v. 130, n. 1, p. 112-124, July 1997.

Löffler, E. Tropical rainforest and morphogenic stability. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 21E, n. 02, p. 251-261, Sept 1977.

Luiz, J. G.; Silva, L. M. C. **Geofísica de prospecção**. Belém: Universidade Federal do Pará. 1995. 311 p.

Madrucci, V. **Avaliação dos produtos integrados TM-LANDSAT, RADARSAT e gamaespectrométricos na caracterização tectônica e mapeamento geológico de área mineralizada em ouro na região de Alta Floresta-MT**. 1999. 189 p. (INPE-7512-TDI/725). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP. 1999.

Martz, L.W.; Garbrecht, J. Numerical definition of drainage networks and subcatchment areas from digital elevation models. **Computers & Geosciences**, v. 18, n. 6, p. 747–761, Jul. 1992.

Meisels, A.; Raizman, S.; Karnieli, A. Skeletonizing a DEM into drainage network. **Computers & Geosciences**, v. 21, n. 1, p. 187-196, Feb. 1995.

Mendiguren, J. A.; Ritche, F. M. On the origin of compressional interplate stress in South America. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 16, n. 4, p. 318-326, May 1978.

Milani, E. J.; Thomaz Filho, A. Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: International Geological Congress 31, 2000. p. 389-449.

Milani, E. J.; Zalán, P. V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes: Journal of International Geoscience**, v. 22, n. 3, p. 199-205, Sept 1999.

Miller, V. C.; Miller, C. F. **Photogeology**. New York: McGraw-Hill Book Co. Inc., 1961. 248 p.

Miranda, F. P. Sensoriamento remoto na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Amazonas. **Boletim Técnico Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 26, n. 4, p. 268-291, Out./Dez. 1983.

Miranda, F. P. **Sistemática de interpretação de dados de sensoriamento remoto na prospecção de hidrocarbonetos**. 1984. 151 p. (INPE-3087-TDL/162) Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1984.

Miranda, F. P.; Babinski, N. A. Confirmation of quantitative morphostructural analysis by seismic, aeromagnetic and geochemical data in the Amazon Basin, Brazil. In: International Symposium on Remote Sensing of Environment, Thematic Conference: Remote Sensing for Exploration Geology, 5., 1986, Reno. **Proceedings...** Ann Arbor, MI: ERIM, 1986. v. 2, p. 579-587.

Miranda, F. P.; Boa Hora, P. P. Morphostructural analysis as an aid to hydrocarbon exploration in the Amazonas Basin, Brasil. **Journal of Petroleum Geology**, v. 9, n. 2, p. 163-178, Apr. 1986.

Miranda, F. P.; Bentz, C. M.; Fonseca, L. E. N.; Lima, C. C.; Costa, A. R. A.; Nunes, K. C.; Felgueiras, C. A.; Almeida Filho, R. **Integração de dados de sensoriamento remoto, aeromagnetometria e topografia na definição do arcabouço estrutural da região do Rio Uatumã (Bacia do Amazonas)**. (Projeto 01.04.18) Rio de Janeiro, PETROBRAS CENPES/DIVEX/SETEC. 1994. 61 p.

Miranda, J. M. A. **Introdução ao geomagnetismo**. Lisboa: Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, 2005. 103 p.

Mizusaki, A. M. P.; Wanderley Filho, J. R.; Aires, J. R. **Caracterização do magmatismo básico das bacias do Solimões e Amazonas**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1992. Relatório Interno.

NASA. Jet Propulsion Laboratory. **SRTM: Shuttle Radar Topography Mission**. California, 2006. Disponível em : <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/> Acesso em 15 out. 2005.

NASA. Jet Propulsion Laboratory. **Global Rain Forest Mapping (GRFM) Project**. California, 2006. Disponível em : <http://southport.jpl.nasa.gov/GRFM/> Acesso em 23 jul. 2004.

Neves, C. A. O. Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 4, n. 1, p. 95-103, Jan./Mar.1990.

Nunn, J. A.; Aires, J. R. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the Middle Amazon Basin, Brasil. **Journal of Geophysical Research**, v. 93B, n. 1, p. 415-458, Jan. 1988.

O'Leary, D. W.; Friedman, J. D.; Pohn, H. A. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 87, n. 9, p. 1463-1469, Jun 1976.

Oliveira, C. G. **Avaliação de modelos digitais de elevação gerados a partir de sensores remotos orbitais óptico (ASTER) e radar (RADARSAT-1, SRTM): um estudo para a região da Serra do Carajás (PA)**. 2005. 184 p. (INPE-13168-TDI/1027) Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2005.

Paradella, W. R.; Santos, A. R.; Dall'Agnol, R.; Pietsch, R. W., Sant'Anna, M. V. A. Geological investigation based on airborne (SAREX) and spaceborne (RADARSAT-1) SAR integrated products in the Central Serra dos Carajás granite area, Brazil. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 24, n. 4, p. 376-392, Dez. 1998.

Petrobras em Notícias – Linha Direta com os Empregados. **Descoberta de gás na Amazônia**, n. 124, ano 3, 01.3.1999.

PCIGeomatics, **Geomatica Focus** User Guide. Geomática Version 10.0, Ontário, Canada: Richmond Hill, 2005.

Rabus, B.; Eineder, M.; Roth, A.; Bamler, R. The Shuttle Radar Topography Mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, v. 57, n. 4, p. 241-262, Feb. 2003.

RADARSAT International. **RADARSAT Illuminated**: your guide to products and services Richmond, British Columbia CA, 1999. 113 p. Disponível em: <  
[http://gs.mdacorporation.com/products/sensor/radarsat/rsiug98\\_499.pdf](http://gs.mdacorporation.com/products/sensor/radarsat/rsiug98_499.pdf) > Acesso em: 20 mar. 2006.

Raney, E. Radar Fundamentals: Technical Perspective. In: Henderson, F. M. (ed.) **Manual of Remote Sensing 2**: Principles and applications of imaging radar. New York: American Society Photogrammetric and Remote Sensing, 1998. cap. 2, p. 9-130.

Rasco, H. P. **Multiple data set integration and GIS techniques used to investigate linear structural controls in the southern Powder river, Wyoming**. 1999. 87 p. Dissertação (Master of Science in Geology) – West Virginia University, Morgantown. 1999.

Raymond, D. B.; Deffontaines, B.; Rudant, J. P.; Elion, P.; Andrieux, J. Morphostructural analysis, radar and SPOT image interpretation as tools for petroleum exploration: an example from the Gabian-Pézenas area (Hérault, Southern France). **International Journal of Remote Sensing**, v. 15, n. 12, p. 2469-2479, Aug. 1994.

Rezende, W. M.; Brito, C. G. Avaliação geológica da bacia paleozóica do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 27., 1973, Aracaju. **Anais...** Aracaju, SE, 1973. v. 3, p. 227-245.

Riazanoff, S.; Cervelle, B.; Chorowicz, J. Ridge and valley line extraction from digital images. **International Journal of Remote Sensing**, v. 9, n. 9, p. 1175-1183, Jun. 1988.

Ricci, M.; Petri, S. **Princípios de aerofotogrametria e interpretação geológica**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1965. 226 p.

Rolim, S. B. A. **Avaliação do uso da transformação IHS na integração de dados geofísicos (aeromagnetometria) e de sensoriamento remoto (TM-LANDSAT) para a investigação geológica na área do Pojuca (Serra dos Carajás, PA)**. 1993. 117 p. (INPE-5532-TDL/521) Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1993.

Rostirolla, S. P.; Assine, M. L.; Fernandes, L. A.; Artur, P. C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – O exemplo do alto estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 639-648, Dez. 2000.

Rowan, L. C.; Bowers, T. L. Analysis of linear features mapped in LANDSAT Thematic mapper and side-looking airborne radar images of the Reno 1° by 2° quadrangle, Nevada and California: Implications for mineral resource studies. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 61, n. 6, p. 749-759, June 1995.

Rumsey, I. A. P.; Relationship of fractures in unconsolidated superficial deposits to those in the underlying bedrock. **Modern Geology**, v. 3, n. 1, p. 25-41, Mar. 1971.

Salamuni, E.; Ebert, H. D; Hasui, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 469-478, Dez. 2004.

Santos, S. L. C. **Integração digital de dados Radarsat S2, TM-Landsat e Aerogamaespectrométricos: contribuição ao estudo de corpos graníticos mineralizados da Província Estanífera de Rondônia**. 1999. 168 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1999

Sartorato, G. B. **Análise estatística de lineamentos extraídos de imagem LANDSAT-TM da porção norte do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. 1998. 76 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 1998.

- Silva, C. L. **Análise da tectônica Cenozóica da região de Manaus e adjacências**. 2005. 218 p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2005.
- Soares, P. C.; Fiori, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Noticia Geomorfológica**, v. 16, n. 32, p. 71–104, Dez. 1976.
- Soares, P.C.; Luz, M. E. R.; Redaelli, R.; Guerra, S. M. S. Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2., 1982, Brasília,. **Anais...** Brasília, DF: CNPQ, 1982. v. 1, p.157-168.
- Sternberg, H. O. Vales tectônicos na planície Amazônica? **Revista Brasileira de Geografia**, v. 12, n. 4, p. 513-533, Dez. 1950.
- Strahler, A. N; Dynamic basis of Geomorphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 9, p. 923-938, Sept 1952.
- Tassinari, C. C. G.; Macambira, J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes: Journal of International Geoscience**, v.22, n.3, p. 174-182, Sept 1999.
- Teixeira, W. **Significação tectônica do magmatismo anorogênico básico e alcalino na região amazônica**. São Paulo. 1978. 99 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo. 1978.
- Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; Cordani, U. G.; Kawashita, K. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. **Precambrian Research**, v. 42, n. 3, p. 213-227, Mar. 1989.
- Telford, W. N. **Applied Geophysics**. New York: Cambridge University Press, 1976. 860p.

Thomaz Filho, A.; Cordani, U. G.; Marini, O. Idades K/Ar de rochas basálticas da bacia amazônica e sua significação tectônica regional. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** São Paulo: SBG, 1974. v. 6, p. 273-278.

Torres, R. B. **Contribuição ao estudo do arcabouço estrutural da área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas, através da análise integrada de dados de topografia, geologia, magnetometria, gravimetria e sensoriamento remoto.** 1998. 153 p. (INPE-7996-TDI/749). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1998.

Toutin, T. Intégration de donnés multi-source: comparaison de méthodes géométriques. **International Journal of Remote Sensing**, v. 16, n. 5, p. 2795-2811, Mar. 1995.

Toutin, T.; Gray, L. State-of-the-art of elevation extraction from satellite SAR data. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, v. 55, n. 1, p. 13-33, Feb. 2000.

Travassos, W. A. S.; Barbosa Filho, C. M. Tectonismo terciário na área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 4, n. 3, p. 299-314, Jul./Set. 1999.

Tricart, J. Influence des oscillations climatiques récentes sur le modèle en Amazonie orientale (région Santarém) d'après les images radar latérales. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 19, n. 2, p. 140-163, June 1975.

Valeriano, M. M. **Modelo digital de elevação com dados SRTM disponível para América do Sul.** São José dos Campos: INPE, 2004. 72 p. (INPE-10550-RPQ/756).

Vasconcellos, R. M.; Metelo, M. J.; Motta, A. C.; Gomes, D. R. **Geofísica em levantamentos geológicos.** Rio de Janeiro: CPRM, 1994. 166 p.

Veneziani, P.; Anjos, C. E. **Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia.** São José dos Campos: INPE, Nov 1982. 54 p. (INPE-2227-MD/014).



Weissel, J.; Malinverno, A.; Harding, D.; Karner, G. Erosion Dynamics and Patterns on the Ethiopian Plateau of Northeast Africa: A Fractal Process. In: Bartonand, C.; La Pointe, P. (eds.) **Fractals in Petroleum Geology and Earth Processes**, Plenum Press, 1995, p. 127-142.

Werner, O. M. Status of the SRTM data processing: when will the world-wide 30m DTM data be available? In: Fritsch, D.; Spiller, R. (eds.) **Photogrammetric week 01**, Heidelberg: Wichmann Verlag, 2001. p. 159-165.

Zoback, M. L.; Richardson, R. M. Stress perturbation associated with the Amazonas and ancient continental rifts. **Journal of Geophysical Research**, v. 101B, n. 3, p. 5459-5475, Mar. 1996.

## APÊNDICE A

TABELA A1 - Análise estatística dos lineamentos magnéticos.

<b>INTERVALO (AZIMUTE)</b>	<b>F.ABS.</b>	<b>C.ABS. (metros)</b>	<b>F.REL.</b>	<b>C.REL.</b>	<b>C.MED (metros)</b>	<b>DP COM.</b>	<b>AZ. MED</b>	<b>DP AZ.</b>	<b>AZ. PON.</b>	<b>DP POND.</b>
0 - 5	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
5 - 10	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
10 - 15	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
15 - 20	9	140546	10,00	10,33	15616	7497	71,75	1,26	71,87	1,27
20 - 25	12	218188	13,33	16,04	18182	12657	67,53	1,42	68,96	2,06
25 - 30	12	173028	13,33	12,72	14419	5435	62,45	1,67	61,64	1,88
30 - 35	6	74558	6,67	5,48	12426	3475	57,58	1,23	58,75	1,78
35 - 40	3	34385	3,33	2,53	11462	5985	52,20	1,40	53,15	1,82
40 - 45	2	34870	2,22	2,56	17435	5775	47,86	2,46	46,12	3,47
45 - 50	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
50 - 55	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
55 - 60	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
60 - 65	3	23159	3,33	1,70	7720	1791	27,31	0,46	27,02	0,58
65 - 70	1	11993	1,11	0,88	11993	0	24,47	0,00	24,47	0,00
70 - 75	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
75 - 80	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
80 - 85	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
85 - 90	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00

(continua)

TABELA A1 – (Conclusão)

90 - 95	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
95 - 100	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
100 - 105	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
105 - 110	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
110 - 115	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
115 - 120	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
120 - 125	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
125 - 130	1	7734	1,11	0,57	7734	0	141,37	0,00	141,37	0,00
130 - 135	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
135 - 140	4	48281	4,45	3,55	12070	3711	131,55	0,94	132,91	1,84
140 - 145	5	51911	5,56	3,82	10382	2275	126,78	1,19	125,12	2,20
145 - 150	13	201689	14,45	14,83	15515	10397	122,23	1,57	124,76	3,07
150 - 155	10	175283	11,11	12,89	17528	4093	117,65	1,04	118,52	1,39
155 - 160	4	82233	4,45	6,05	20558	9287	113,19	1,09	112,48	1,37
160 - 165	3	65144	3,33	4,79	21715	8328	106,14	1,67	108,06	2,88
165 - 170	2	17079	2,22	1,26	8540	2584	102,82	0,21	102,67	0,30
170 - 175	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
175 - 180	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00

Observações:

Intervalo azimutal 90° a 0°: quadrante NE (de 0 a 90)

Intervalo azimutal 90° a 180°: quadrante NW (de 0 a 90)

E. g.: Classe 30°-35° = N60-55E

Classe 150°-155° = N60-65W

F.ABS = Frequência Absoluta

C.ABS = Comprimento Absoluto

F.REL. = Frequência Relativa

C.REL = Comprimento Relativo

C.MED. = Comprimento Médio

DP COM = Desvio Padrão do Comprimento

DP COM = Desvio Padrão do

AZ MED = Azimute Médio

DP AZ = Desvio Padrão do Azimute

AZ PON = Azimute Ponderado

DP POND = Desvio Padrão Ponderado

## APÊNDICE B

TABELA B1 - Análise estatística dos lineamentos gravimétricos.

<b>INTERVALO (AZIMUTE)</b>	<b>F.ABS.</b>	<b>C.ABS. (metros)</b>	<b>F.REL.</b>	<b>C.REL.</b>	<b>C.MED. (metros)</b>	<b>DP. COM.</b>	<b>AZ. MED.</b>	<b>DP. AZ.</b>	<b>AZ. PON.</b>	<b>DP POND.</b>
0 - 5	1	28615	0,81	0,81	28615	0	89,43	0,00	89,43	0,00
5 - 10	1	25140	0,81	0,71	25140	0	84,81	0,00	84,81	0,00
10 - 15	4	118304	3,25	3,34	29576	6905	76,81	1,27	78,53	2,36
15 - 20	7	145680	5,69	4,12	20811	7775	71,57	1,42	70,63	1,74
20 - 25	2	51518	1,63	1,46	25759	9304	69,05	0,13	69,15	0,18
25 - 30	2	45867	1,63	1,30	22933	2179	61,85	2,25	60,26	3,18
30 - 35	7	207942	5,69	5,88	29706	10366	56,76	1,10	55,80	1,51
35 - 40	6	152145	4,88	4,30	25357	11584	52,38	1,91	54,55	3,05
40 - 45	1	23769	0,81	0,67	23769	0	47,91	0,00	47,91	0,00
45 - 50	1	14535	0,81	0,41	14535	0	40,24	0,00	40,24	0,00
50 - 55	7	275655	5,69	7,79	39379	12931	37,45	1,65	36,11	2,20
55 - 60	3	79962	2,44	2,26	26654	8783	31,86	1,30	33,32	2,21
60 - 65	4	142086	3,25	4,02	35522	7828	27,77	1,51	28,56	1,76
65 - 70	1	39752	0,81	1,12	39752	0	22,07	0,00	22,07	0,00
70 - 75	2	57365	1,63	1,62	28683	6541	15,10	0,13	15,00	0,18
75 - 80	3	81108	2,44	2,29	27036	8192	13,48	1,29	12,72	1,58
80 - 85	3	95550	2,44	2,70	31850	21840	6,78	1,48	6,55	1,51
85 - 90	4	95891	3,25	2,71	23973	8631	2,87	0,81	3,24	0,91
90 - 95	3	42743	2,44	1,21	14248	6530	177,18	1,26	178,64	2,19

(continua)

TABELA B1 – (Conclusão)

95 - 100	0	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0,00	0,00	0,00
100 - 105	4	96961	3,25	2,74	24240	14666	168,87	0,93	169,29	1,05
105 - 110	2	37667	1,63	1,06	18834	5265	160,73	0,70	161,22	0,99
110 - 115	4	104936	3,25	2,97	26234	7056	157,14	1,50	157,95	1,77
115 - 120	2	29661	1,63	0,84	14831	2059	151,85	1,61	152,99	2,28
120 - 125	2	87910	1,63	2,48	43955	4919	146,55	0,21	146,70	0,29
125 - 130	2	75822	1,63	2,14	37911	11773	143,10	0,51	142,74	0,71
130 - 135	3	86641	2,44	2,45	28880	19396	137,07	0,87	137,58	1,07
135 - 140	4	111686	3,25	3,16	27922	6587	133,23	1,51	131,31	2,69
140 - 145	7	257641	5,69	7,28	36806	28048	127,03	1,48	125,87	1,94
145 - 150	6	204241	4,88	5,77	34040	15231	122,32	1,56	123,42	1,97
150 - 155	3	69031	2,44	1,95	23010	3876	117,62	1,87	116,87	2,08
155 - 160	3	79791	2,44	2,26	26597	12519	112,18	1,63	113,96	2,72
160 - 165	5	108135	4,06	3,06	21627	4718	107,71	1,56	106,39	2,15
165 - 170	5	170113	4,06	4,81	34023	18034	103,51	2,01	102,41	2,36
170 - 175	3	54647	2,44	1,54	18216	4347	97,93	1,48	99,64	2,56
175 - 180	6	239627	4,88	6,77	39938	13677	92,64	1,28	91,30	1,95

Observações:

Intervalo azimutal 90° a 0°: quadrante NE (de 0 a 90)

Intervalo azimutal 90° a 180°: quadrante NW (de 0 a 90)

E. g.: Classe 30°-35° = N60-55E

Classe 150°-155° = N60-65W

F.ABS = Frequência Absoluta

C.ABS = Comprimento Absoluto

F.REL. = Frequência Relativa

C.REL = Comprimento Relativo

C.MED. = Comprimento Médio

DP COM = Desvio Padrão do Comprimento

DP COM = Desvio Padrão do

AZ MED = Azimute Médio

DP AZ = Desvio Padrão do Azimute

AZ PON = Azimute Ponderado

DP POND = Desvio Padrão Ponderado

## APÊNDICE C

TABELA C1: - Análise estatística dos lineamentos morfológicos.

<b>INTERVALO (AZIMUTE)</b>	<b>F.ABS</b>	<b>C.ABS. (metros)</b>	<b>F.REL</b>	<b>C.REL</b>	<b>C.MED (metros)</b>	<b>DP COM,</b>	<b>AZ, MED</b>	<b>DP AZ,</b>	<b>AZ, PON,</b>	<b>DP POND,</b>
0 - 5	145	312922	4,02	4,06	2158	1237	88,37	1,44	89,88	2,09
5 - 10	59	127589	1,64	1,66	2163	978	82,70	1,58	81,90	1,77
10 - 15	64	158718	1,77	2,06	2480	2326	77,55	1,45	75,03	2,92
15 - 20	72	180053	2,00	2,34	2501	1584	72,55	1,47	74,58	2,52
20 - 25	84	189612	2,33	2,46	2257	2073	67,21	1,42	66,15	1,78
25 - 30	107	266287	2,97	3,46	2489	2080	62,54	1,49	64,85	2,76
30 - 35	116	273000	3,22	3,54	2353	1617	57,35	1,48	59,21	2,39
35 - 40	171	387942	4,74	5,04	2269	1676	52,51	1,46	52,88	1,51
40 - 45	166	308368	4,60	4,00	1858	1103	47,36	1,56	48,91	2,20
45 - 50	146	293588	4,05	3,81	2011	1171	42,42	1,29	44,00	2,04
50 - 55	127	286867	3,52	3,72	2259	1728	37,49	1,43	39,17	2,21
55 - 60	99	247274	2,74	3,21	2498	1633	32,56	1,42	31,99	1,53
60 - 65	98	229073	2,72	2,97	2337	1491	27,60	1,43	27,31	1,46
65 - 70	76	169219	2,11	2,20	2227	1341	23,13	1,52	23,40	1,55
70 - 75	53	119125	1,47	1,55	2248	1066	17,44	1,34	17,64	1,36
75 - 80	35	79915	0,97	1,04	2283	1127	12,50	1,67	14,04	2,28
80 - 85	28	69407	0,78	0,90	2479	1213	7,05	1,55	8,51	2,15
85 - 90	62	155366	1,72	2,02	2506	1733	2,27	1,28	0,77	1,98
90 - 95	75	156390	2,08	2,03	2085	981	177,87	1,58	176,69	1,97
95 - 100	52	139006	1,44	1,80	2673	1716	172,55	1,44	174,49	2,43

(continua)

TABELA C1 – (Conclusão)

100 - 105	39	83003	1,08	1,08	2128	850	167,17	1,43	169,24	2,54
105 - 110	56	147786	1,55	1,92	2639	1554	162,26	1,44	163,11	1,68
110 - 115	63	127505	1,75	1,66	2024	1142	157,04	1,41	156,67	1,46
115 - 120	93	170595	2,58	2,21	1834	769	152,33	1,45	150,43	2,40
120 - 125	100	187477	2,76	2,43	1875	1317	147,32	1,53	145,09	2,72
125 - 130	154	263269	4,27	3,42	1710	937	142,52	1,50	140,11	2,84
130 - 135	184	322934	5,10	4,19	1755	870	137,44	1,37	139,62	2,58
135 - 140	213	356181	5,90	4,62	1672	794	132,67	1,47	134,07	2,03
140 - 145	200	362208	5,54	4,70	1811	1032	127,58	1,42	126,06	2,08
145 - 150	138	267031	3,82	3,47	1935	1176	122,70	1,43	122,08	1,56
150 - 155	105	275209	2,91	3,57	2621	2031	117,30	1,51	117,16	1,51
155 - 160	100	213153	2,76	2,77	2132	1459	112,65	1,48	113,28	1,60
160 - 165	65	151319	1,80	1,96	2328	1299	107,90	1,38	108,92	1,72
165 - 170	43	107400	1,19	1,39	2498	1625	102,82	1,50	101,77	1,83
170 - 175	79	204706	2,19	2,66	2591	2085	96,97	1,48	98,96	2,49
175 - 180	141	313620	3,91	4,08	2224	1406	92,48	1,35	94,76	2,65

## APÊNDICE D

TABELA D1: - Cálculo do fator de confiabilidade ( $F_1$ ).

Número da Anomalia Morfoestrutural	$F_1$ Forma Anelar	$F_1$ Forma Radial	$F_1$ Forma Assimétrica	$F_1$ Forma Total
1	$(0,8+0,4)/2 = 0,60$	$(0,2+0,2+0,2)/3 = 0,20$	$(0,4+0,4+0,2)/3 = 0,33$	$(0,6+0,2+0,33)/3 = 0,38$
2	$(0,6+0,4)/2 = 0,50$	$(0,4+0,4+0,4+0,2)/4 = 0,35$	$(0,6+0,6)/2 = 0,60$	$(0,5+0,35+0,6)/3 = 0,48$
3	$(0,8+0,6+0,6)/3 = 0,67$	$(1,0+0,6+0,4)/3 = 0,67$	$(0,4+0,2)/2 = 0,30$	$(0,67+0,67+0,3) = 0,55$
4	$(0,4+0,2+0,2)/3 = 0,27$	$(0,6+0,4+0,2)/3 = 0,40$	0,40	$(0,27+0,4+0,4)/3 = 0,36$
5	$(0,8+0,8+0,8+0,6)/4 = 0,75$	*	$(0,6 + 0,4)/2 = 0,50$	$(0,75 + 0,5)/2 = 0,63$
6	$(0,4 + 0,2)/2 = 0,30$	$(0,8+0,4+0,4+0,2)/4 = 0,45$	$(0,6+0,4+0,2)/3 = 0,40$	$(0,3+0,45+0,4)/3 = 0,38$
7	$(0,8+0,8)/2 = 0,80$	$(0,6+0,4+0,2+0,2)/4 = 0,35$	$(0,6+0,6+0,4)/3 = 0,53$	$(0,8+0,35+0,53)/3 = 0,56$
8	$(0,8+0,8)/2 = 0,80$	$(0,8+0,6+0,4)/3 = 0,60$	$(0,2+0,2)/2 = 0,20$	$(0,8 + 0,6 + 0,2)/3 = 0,53$
9	$(0,8+0,8+0,6)/3 = 0,73$	$(0,8+0,6+0,6)/3 = 0,67$	$(0,8+0,4)/2 = 0,60$	$(0,73+0,67+0,6)/3 = 0,67$
10	$(0,8+0,6)/2 = 0,70$	$(0,6+0,6+0,6)/3 = 0,60$	0,60	$(0,7+0,6+0,6)/3 = 0,63$
11	$(0,8+0,8)/2 = 0,80$	*	$(0,8+0,8)/2 = 0,80$	$(0,8+0,8)/2 = 0,80$
12	$(0,6+0,6)/2 = 0,60$	$(0,6+0,4+0,2)/3 = 0,40$	$(0,4+0,2)/2 = 0,30$	$(0,6+0,4+0,3)/3 = 0,43$
13	$(1,00+0,8)/2 = 0,90$	$(1,00+1,00+0,8)/3 = 0,93$	$(0,4+0,4)/2 = 0,40$	$(0,9+0,93+0,4)/3 = 0,74$
14	$(0,8+0,6)/2 = 0,70$	$(0,8+0,8+0,4)/3 = 0,67$	0,80	$(0,7+0,67+0,8)/3 = 0,72$
15	$(0,8+0,4)/2 = 0,60$	$(1,00+0,8+0,4+0,4)/4 = 0,65$	$(0,8+0,6)/2 = 0,70$	$(0,6+0,65+0,7)/3 = 0,65$
16	1,00	$(0,6+0,4+0,4)/3 = 0,47$	$(0,8+0,4)/2 = 0,60$	$(1,00+0,47+0,6)/3 = 0,69$
17	$(0,8+0,6+0,6+0,4)/4 = 0,60$	$(0,6+0,6+0,6+0,6)/4 = 0,60$	$(1+0,6+0,4+0,4)/4 = 0,60$	$(0,6+0,6+0,6)/3 = 0,60$

(continua)



TABELA D1 – (Conclusão)

18	$(0,6+0,4)/2 = 0,50$	$(0,6+0,4+0,2)/3 = 0,40$	$(0,8+0,4+0,2)/3 = 0,47$	$(0,5+0,4+0,47)/3 = 0,46$
19	$(0,6+0,6+0,4)/3 = 0,53$	$(0,6+0,4+0,4+0,4)/4 = 0,45$	$((0,8+0,6+0,2)/3 = 0,53$	$(0,53+0,45+0,53)/3 = 0,50$
20	$(0,8+0,8+0,6)/3 = 0,73$	$(0,4+0,2+0,2+0,2)/4 = 0,25$	$(0,8+0,4+0,4)/3 = 0,53$	$(0,73+0,25+0,53)/3 = 0,50$
21	$(0,8+0,8)/2 = 0,80$	$(0,6+0,4+0,4+0,2)/4 = 0,40$	$(0,6+0,4)/2 = 0,50$	$(0,8+0,4+0,5)/3 = 0,57$
22	$(0,6+0,4)/2 = 0,50$	$(0,8+0,6+0,6+0,2)/4 = 0,55$	$(0,6+0,4)/2 = 0,50$	$(0,5+0,55+0,5)/3 = 0,52$
23	$(0,8+0,8+0,8)/3 = 0,80$	$(1,00+0,4+0,4+0,4)/4 = 0,55$	$(1,00 + 0,8)/2 = 0,90$	$(0,8+0,55+0,9)/3 = 0,75$
24	$(0,6+0,6)/2 = 0,60$	$(0,4+0,4+0,4+0,4)/4 = 0,40$	$(0,4+0,4)/2 = 0,40$	$(0,6+0,4+0,4)/3 = 0,47$
25	$(0,8+0,6+0,6+0,6)/4 = 0,65$	*	$(0,4+0,4)/2 = 0,40$	$(0,65+0,4)/2 = 0,53$
26	$(0,8+0,6)/2 = 0,70$	$(0,6+0,2+0,2+0,2)/4 = 0,30$	0,20	$(0,7+0,3+0,2)/3 = 0,40$
27	$(0,6+0,6+0,2+0,2)/4 = 0,40$	$(0,6+0,4+0,4+0,2)/4 = 0,40$	$(0,6+0,6)/2 = 0,60$	$(0,4+0,4+0,6)/3 = 0,47$
28	$(0,8+0,6+0,4+0,2)/4 = 0,50$	$(0,4+0,2+0,2)/3 = 0,27$	$(0,2+0,2)/2 = 0,20$	$(0,5+0,27+0,2)/3 = 0,32$
29	$(0,8+0,6+0,2)/3 = 0,53$	$(0,6+0,4+0,4)/3 = 0,47$	$(0,6+0,4)/2 = 0,50$	$(0,53+0,47+0,5)/3 = 0,50$
30	$(0,6+0,4)/2 = 0,50$	$(0,4+0,4+0,4+0,2)/4 = 0,35$	0,60	$(0,5+0,35+0,6)/3 = 0,48$
31	$(0,6+0,4)/2 = 0,50$	$(0,8+0,4+0,2+0,2)/4 = 0,40$	0,80	$(0,5+0,4+0,8)/3 = 0,57$
32	$(0,8+0,6)/2 = 0,70$	$(1,0+0,8+0,6+0,6)/4 = 0,75$	$(0,6+0,2)/2 = 0,40$	$(0,7+0,75+0,4)/3 = 0,62$

## APÊNDICE E

TABELA E1 - Cálculo do Fator de Similaridade (F<sub>2</sub>).

Número da Anomalia Morfoestrutural	Fator de Similaridade (F <sub>2</sub> )				Total
	Estrutura dos Elementos Texturais de Drenagem				
	Anelar	Assimétrica	Radial	Hierarquia	
1	0,50	0,75	0,25		0,09
2	0,50	0,50	1,00		0,25
3	0,75	0,50	0,25		0,09
4	0,75	0,50	0,25		0,09
5	1,00	0,50	*	0,75	0,38
6	0,50	0,50	0,50		0,13
7	0,50	0,75	0,50		0,19
8	0,50	0,25	0,25		0,03
9	0,75	0,75	0,25		0,14
10	0,50	0,75	0,25		0,09
11	0,50	0,50	*	1,00	0,25
12	0,50	0,75	0,25		0,09
13	0,50	0,50	0,25		0,06
14	0,50	0,50	0,25		0,06
15	0,50	0,75	0,75		0,28
16	0,25	0,50	0,25		0,03
17	1,00	0,75	0,50		0,38
18	0,50	0,75	0,25		0,09
19	0,75	0,75	0,50		0,28

(continua)

TABELA E1 – (Conclusão)

20	0,75	1,00	0,75		0,56
21	0,50	1,00	0,75		0,38
22	0,50	0,75	0,50		0,19
23	0,75	0,25	0,50		0,09
24	0,50	0,50	0,50		0,13
25	1,00	0,75	*	1,00	0,75
26	0,50	0,75	1,00		0,38
27	1,00	0,75	0,75		0,56
28	1,00	1,00	0,25		0,25
29	0,75	0,75	0,25		0,14
30	0,50	0,50	0,50		0,13
31	0,50	0,75	0,50		0,19
32	0,50	0,50	0,75		0,19